F 1329

04

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 15
1970

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135, București, Republica Socialistă România, sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria de geologie" paraît 2 fois par an.

Le prix d'un abonnement annuel est de $ 6. — F.F.29, DM 24.

Tout commande à l'étranger sera adressée à CARTIMEX, Boîte postale 134—135, Bucarest, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI Nr. 125,
BUCUREȘTI

F 1329

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOLOGIE

TOMUL 15 1970 NR. 1

SUMAR

Pag.

STUDII

V. IANOVICI, AL. DIMITRIU şi P. ANDĂR, Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice. III. Rocile carbonatice de la Hunedoara, Mahmudia, dealul Imalac, Băiţa şi Troiţa-Crăciuneşti, Luminiţa, Mateiaş-Dragoslavele, Ohaba-Ponor şi Suseni 3

L. PAVELESCU, D. MERCUS, ANA MERCUS şi I. ALEXE, Contribuţii la studiul mineralelor grele din nisipurile de pe grindurile din partea de nord-vest a Mării Negre 23

V. IANOVICI şi JEANA IONESCU, Contribuţii la mineralogia masivului alcalin de la Ditrău. III. Reexaminarea titanitului 53

OR. NICHITA, C. CĂRUNTU, GH. BÂGU şi CORNELIA BOTEZ, Consideraţii geochimice şi genetice asupra zăcămîntului de fier de la Delniţa (Carpaţii Orientali) 63

VICTORIA STIOPOL şi I. DRĂGHICI, Aspecte morfologice ale cristalelor de pirită din zăcămîntul de la Bucium — Izbita (Munţii Metaliferi) 75

DAN GHEORGHIŢESCU, Aspecte cristalo-fizice ale piritei din mineralizaţiile cuprifere de la Almăşel (Munţii Drocea) 85

I. RĂDULESCU, Consideraţii privind structura geologică a Munţilor Bistriţei . . . 95

G. ISTRATE şi I. PREDA, Prezenţa rocilor spilitice în Valea Peşterii — Meziad (Munţii Pădurea Craiului) 107

AURELIA BĂRBULESCU, Amoniţii oxfordieni de la Bălţăgeşti (Dobrogea centrală) 121

D. PATRULIUS, E. AVRAM şi V. MATEI, Notă asupra unei faune a tithonicului inferior (zona *Contiguus*) din Carpaţii Orientali (Valea Doftanei) 135

TH. NEAGU, Asupra prezenţei apţianului în Valea Carelor — Întorsura Buzăului . . 149

E. AVRAM, Precizări asupra vîrstei depozitelor eocretacice din bazinul superior al văii Tîrlungului 165

Pag.

IOANA PANĂ şi I. RĂDULESCU, Stratigrafia regiunii Pîrscov — Plopeasa 175
GERTRUDA RADO, Studiul paleoecologic al lamelibranhiatelor tortoniene de la Coşteiul de Sus 193
BICA IONESI şi ALEXANDRA SAGATOVICI, Microfauna depozitelor sarmaţiene din Bazinul Oaş 213
IOANA PANĂ şi IOANA MAREŞ, Relaţii între litofacies şi conţinut paleontologic la nivelul cu *Leptanodonta* (meoţian superior) 227
GH. POPESCU, Foraminiferele planctonice din stratele de Hida (nord-vestul Transilvaniei) 239

NOTE

C. CĂRUNTU şi OR. NICHITA, Potenţialul electrocinetic al unor roci carbonatice triasice şi al unor roci carbonatice precambriene din Carpaţii Orientali 255
DAN RĂDULESCU şi S. PELTZ, Observaţii asupra paleogeografiei teritoriului lanţului eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita în cursul pliocenului şi cuaternarului. II. 261
I. RĂDULESCU şi GH. BÂGU, Încălcarea cristalinului peste flişul cretacic din zona Pojorîta — Valea Putnei (Carpaţii Orientali) 267
I. IMREH, Studiul cristalografic al celestinei de la Baci 275
I. AL. MAXIM şi I. PETRESCU, Citeva plante fosile necunoscute din stephanianul de la Secul (Banat) 283
DENISA LUPU, Prezenţa genului *Colveraia* Klinghardt la Valea Neagră—Borod (Munţii Apuseni de nord) 295
I. KALMÁR, Asupra eocenului şi cretacicului din fundamentul Depresiunii Getice . 301

RECENZII 307

LEGI DE DISTRIBUȚIE A CONCENTRAȚIEI ELEMENTELOR CHIMICE ÎN ROCI CARBONATICE

III. ROCILE CARBONATICE DE LA HUNEDOARA, MAHMUDIA, DEALUL IMALAC, BĂIȚA ȘI TROIȚA-CRĂCIUNEȘTI, LUMINIȚA, MATEIAȘ-DRAGOSLAVELE, OHABA-PONOR ȘI SUSENI

DE

V. IANOVICI,
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA,
AL. DIMITRIU și P. ANDĂR

Prin studiul de față completăm inventarul asupra legilor de distribuție a parametrilor statistici și a componenților chimici în rocile carbonatice mai importante din țara noastră, pe care ne-am propus să-l prezentăm în această serie de note (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1965, 1966), și totodată aducem o serie de precizări cu privire la varietatea tipurilor de roci și importanța lor economică. Cunoașterea geochimică a unora dintre aceste roci constituie o preocupare mai veche (M. Savul și V. Ianovici, 1959, 1961), la care studiul de față contribuie cu noi date.

Geologia rocilor carbonatice cercetate este bine cunoscută din numeroasele publicații apărute în ultimul timp. Cîteva aspecte mai însemnate sînt redate în cele ce urmează.

Rocile dolomitice de la Hunedoara, roci componente ale complexului dolomitic de Hunedoara, sînt situate în Masivul Poiana Ruscăi, avînd o largă extindere în regiunea din partea vestică a orașului Hunedoara, între valea Zlaști la nord, valea Govăjdia la sud, valea Cerna la est și o linie care traversează Muntele Pieptul (cota 678 m) la vest. Exploatarea lor se face în două cariere : Tulea și Crăciuneasa.

În general, rocile dolomitice sînt masive, cu textura fin granulară, uneori rubanată pe seama unei stratificații inițiale. Se prezintă în culori variate, de la alb-gălbui, alb-cenușiu, cenușiu pînă la negru. Aproape în întregime, masa rocilor este formată din dolomite. În mod sporadic, apar intercalații de șisturi epizonale dispuse sub formă de pene, iar în zona centrală se întîlnesc o serie de lentile de roci talcoase. În jurul acestor

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 3–22, București, 1970

lentile se remarcă o intensă silicifiere a dolomitelor. O îmbogăţire în silice sub formă criptocristalină, prezintă unele intercalaţii de dolomite negre. De asemenea, se observă în unele dolomite fenomene secundare de silicifiere, cuarţul apărînd sub formă de mici filonaşe albe.

Ca şi complexul şisturilor cristaline epizonale, orizontului dolomitic i se atribuie vîrsta paleozoic inferior.

Calcarele de la Mahmudia se dezvoltă în dealurile Hîrtop, Caeracul Mic, Caeracul Mare şi Căerăcel, în apropiere de Mahmudia.

Se atribuie calcarelor vîrsta triasic mediu (anisian-ladinian), care are o mare dezvoltare în regiune. Depozitele triasicului mediu constituie un monoclin, care reprezintă flancul nordic al anticlinalului Tulcea — Mahmudia. Ele aflorează datorită exondării regiunii, care a favorizat eroziunea rocilor acoperitoare.

La suprafaţă, calcarele apar masive, mai rar stratificate în bancuri mari cu înclinări de 35—45° spre sud. În partea de est, în dealul Caeracul Mare, şi de vest, în dealul Căerăcel, se întîlnesc calcare cenuşii-albicioase, uneori roşcate pe seama conţinutului în oxizi de fier, calcare cenuşii-negricioase în plăci cu silexite şi dolomite.

Dolomitele de la dealul Imalac, la 10 km est de Tulcea, aparţin din punct de vedere geologic de complexul Tulcea, constituind partea superioară a faciesului calcaros dolomitic de tip Hallstatt (carnian superior).

Calcarele de la Băiţa şi Troiţa Crăciuneşti, la nord de Deva, reprezintă o serie jurasică, care suportă în bază calcare roşietice brecioase oxfordiene şi orizonturi silicioase atribuite kimmeridgianului. În partea superioară, seria este alcătuită din calcare organogene cenuşii-gălbui, cu structură fină, asemănătoare cu calcarele de Stramberg. Se atribuie vîrsta tithonică.

Calcarele de la Luminiţa, în apropiere de Medgidia, apar nestratificate, divers colorate, cu numeroase cuiburi şi lentile de argilă. Se atribuie vîrsta jurasic superior.

Calcarele de la Mateiaş-Dragoslavele, la 7 km est de Cîmpulung-Muscel, constituie terminaţia vestică a sinclinalului Bucegi — Piatra Craiului. Pe baza asemănării cu calcarele recifale masive de Stramberg, se consideră aceste calcare de vîrstă jurasic superior.

Calcarele de la Ohaba-Ponor fac parte din masivul calcaros Fruntea Mare — Padeşul din Bazinul Haţegului, căruia pe baza cercetărilor mai noi i se atribuie vîrsta urgoniană (barremian-apţian). Calcarele apar masive, frecvent diaclazate cu umplutură de calcit sau argile roşii. Se întîlnesc fenomene carstice.

Calcarele de la Suseni, la 15 km nord de Tg.-Jiu, apar compacte, cu o structură fin cristalină şi textură masivă, uneori şistoasă, cu aspect zaharoid. Acestor calcare li se atribuie vîrsta barremian-apţian.

★

Metodele utilizate, grafice şi analitice, au fost prezentate, parte dintre ele, în lucrări anterioare.

Tipul de distribuție a fost determinat pentru fiecare element chimic (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO și MgO în procente) și tip petrografic (clasificarea Vișneakov) în parte, pe baza testării concordanței distribuției empirice cu legea normalității și lognormalității cu ajutorul metodei momentelor (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1965). În vederea evaluării abaterii de la normalitate, situație frecvent întîlnită, a fost calculat gradul de asimetrie, a, și coeficientul de simetrie, β (Al. Dimitriu, Anca Andăr i și P. Andăr, 1968). Dintre parametrii centrului de grupare, au fost calculate valorile mediei aritmetice, $\overline{X}$, modulului, Mo, și medianei, Me, iar dintre parametrii variației, valorile amplitudinii de variație (X_{min}, X_{max}), abaterii standard a mediei aritmetice, s, a gradului de variație, v, și a coeficientului de neuniformitate, ρ (I. P. Șarapov, 1968). Datele obținute sînt prezentate în tabelele 2—6.

Gruparea datelor de analiză pe tipuri petrografice, în vederea obținerii de colectivități geochimice omogene, în care scop s-a utilizat clasificarea Vișneakov, a permis totodată stabilirea trăsăturilor caracteristice ale chimismului rocilor cercetate. O imagine de ansamblu asupra chimismului rocilor este dată de frecvența tipurilor petrografice în zăcămînt (tabelul nr. 1), după cum o serie de particularități sînt evidențiate net și sugestiv prin reprezentarea grafică ternară : calcit-dolomit-(insolubil — R_2O_3) (fig. 1—10). Triunghiul echilateral utilizat ca bază de proiecție a fost împărțit în 10 000 de părți egale, a căror suprafață reprezintă, de asemenea, cîte un triunghi echilateral, ceea ce permite o interpretare detaliată și precisă. Pentru fiecare suprafață elementară în parte s-a stabilit numărul de valori proiectate, care apoi a fost exprimat în procente. În final, suprafețele cu frecvențele procentuale cuprinse între anumite limite au fost figurate cu aceeași tentă. S-a adoptat o singură legendă în tente hipsometrice în vederea interpretării comparative a rocilor între ele.

Modul acesta de reprezentare prin cîmpuri de egală frecvență are avantajul, așa cum s-a arătat într-un studiu anterior (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1966), că elimină erorile ce se întîlnesc la reprezentările prin linii de egală frecvență în cazurile în care valorile proiectate se situează în imediata vecinătate a laturilor triunghiului.

Reprezentarea de detaliu, prin considerarea suprafețelor elementare, s-a făcut numai pentru zonele din triunghi care au o densitate mai mare de valori. Aceste zone au fost delimitate prin hașuri în triunghiul de proiecție, în cadrul căruia s-a figurat de asemenea poziția celorlalte valori ce prezintă o împrăștiere relativ mare (fig. 1,2,4,5,7 și 10 — detaliul A).

În ceea ce privește estimarea importanței economice a rocilor cercetate, diagrama ternară calcit-dolomit (insolubil + R_2O_3) a fost împărțită în zone de interes economic avînd limitele prevăzute de stasurile în vigoare (fig. 11 și 12). Considerăm că frecvența relativă cu care se întîlnesc probele în aceste zone poate sta la baza clasificării economice a rocilor carbonatice. Datele obținute în cazul rocilor ce fac obiectul acestui studiu sînt prezentate în tabelul nr. 7 și figura 13.

Tabelul nr. 1

Frecvența tipurilor petrografice de roci carbonatice

Zăcămîntul	Tipul petrografic	Secțiunea Vișneakov	Frecvența	
			absolută	relativă
Hunedoara (Tulea + Crăciuneasa)	dolomite slab calcaroase	21	849	52,9
	dolomite pure	22	374	23,3
	dolomite slab calcaroase argiloase	18	242	15,2
	dolomite cu exces de magneziu	*	59	3,7
	dolomite argiloase	19	45	2,8
	dolomite calcaroase argiloase	17	10	0,6
	calcare dolomitice	16	8	0,5
	dolomite calcaroase	20	6	0,4
	calcare dolomitice argiloase	13	4	0,2
	calcare slab dolomitice argiloase	12	4	0,2
	calcare slab dolomitice	15	3	0,2
	Total		1 604	100,0
Tulea	dolomite pure	22	211	35,6
	dolomite slab calcaroase	21	173	29,2
	dolomite slab calcaroase argiloase	18	135	22,7
	dolomite argiloase	19	29	4,9
	dolomite cu exces de magneziu	*	25	4,2
	dolomite calcaroase argiloase	17	10	1,7
	dolomite calcaroase	20	4	0,7
	calcare dolomitice argiloase	13	3	0,5
	calcare dolomitice	16	2	0,3
	calcare slab dolomitice argiloase	12	1	0,2
	Total		593	100,0
Crăciuneasa	dolomite slab calcaroase	21	676	66,8
	dolomite pure	22	163	16,1
	dolomite slab calcaroase argiloase	18	107	10,6
	dolomite cu exces de magneziu	*	34	3,4
	dolomite argiloase	19	16	1,6
	calcare dolomitice	16	6	0,6
	calcare slab dolomitice	15	3	0,3
	calcare slab dolomitice argiloase	12	3	0,3
	dolomite calcaroase	20	2	0,2
	calcare dolomitice argiloase	13	1	0,1
	Total		1 011	100,0
Mahmudia	calcare slab dolomitice	15	352	49,6
	calcare pure	14	269	37,9
	dolomite slab calcaroase	21	33	4,7
	calcare dolomitice	16	25	3,5
	calcare slab dolomitice argiloase	12	15	2,1
	dolomite calcaroase	20	5	0,7
	marne dolomitice calcaroase	8	5	0,7
	calcare argiloase	11	4	0,6
	dolomite pure	22	1	0,2
	Total		709	100,0

(continuare tabelul 1)

Zăcămîntul	Tipul petrografic	Secțiunea Vișneakov	Frecvența	
			absolută	relativă
Dealul Imalac	dolomite slab calcaroase	21	21	77,8
	dolomite slab calcaroase argiloase	18	4	14,8
	dolomite calcaroase	20	1	3,7
	dolomite calcaroase argiloase	17	1	3,7
	Total		27	100,0
Băița și Troița Crăciunești	calcare pure	14	761	90,7
	calcare slab dolomitice	15	43	5,1
	calcare argiloase	11	34	4,1
	calcare slab dolomitice argiloase	12	1	0,1
	Total		839	100,0
Luminița	calcare pure	14	64	66,7
	calcare argiloase	11	13	13,5
	calcare slab dolomitice argiloase	12	7	7,3
	marne dolomitice calcaroase	8	7	7,3
	marne	7	5	5,2
	Total		96	100,0
Mateiaș-Dragoslavele	calcare pure	14	279	91,5
	calcare argiloase	11	23	7,5
	calcare slab dolomitice	15	3	1,0
	Total		305	100,0
Ohaba-Ponor	calcare pure	14	309	82,2
	calcare slab dolomitice	15	41	10,9
	calcare argiloase	11	21	5,6
	calcare slab dolomitice argiloase	12	5	1,3
	Total		376	100,0
Suseni	calcare pure	14	145	90,1
	calcare slab dolomitice	15	11	6,8
	calcare dolomitice argiloase	13	3	1,9
	dolomite calcaroase	20	1	0,6
	dolomite calcaroase argiloase	17	1	0,6
	Total		161	100,0

Valorile analitice prelucrate au fost luate din rapoartele geologice asupra rezervelor, aflate în arhiva Comitetului de Stat al Geologiei [1].

[1] Bacalu V., Predica L., Pîrvu N. (1964), *Raport geologic asupra zăcămîntului de dolomite din dealul Imalac, complexul Tulcea, regiunea Dobrogea*; Bacalu V., Predica L., Pîrvu N. (1965), *Raport geologic asupra zăcămîntului de calcare siderurgice de la Mahmudia, regiunea Dobrogea de nord*; Biala Harilau (1958), *Raport geologic definitiv asupra lucrărilor de explorare pentru calcare din șantierul Ohaba Ponor*; Cioloș Corneliu (1963), *Studiu geologic privind rezervele de calcar din zona Suseni, raion Tg.-Jiu. Studiu definitiv*; Moise I. și colab. (1963), *Raport asupra lucrărilor geologice. Sectorul Tulea*; Moise I. și colab. (1964); *Raport asupra lucrărilor geologice. Sectorul Crăciuneasa*; Niculescu V. (1964), *Studiu geologic privind determinarea rezervelor de calcare de la Băița Crăciunești*; Popovici Maricel (1961), *Studiu geologic privind rezervele de calcare de la Mateiaș Drayoslavele.*

Tabelul

DISTRIBUŢIA

Zăcămîntul	Vîrsta	Secţiunea Vişneakov	*n*	Caracterul distri		
				a	β	$H_0^* = d.\ n.$ $H_0 = d.\ lgn.$
Hunedoara-Tulea	paleozoic inferior	22	211	0,27	0,35	
		21	173	0,06	0,52	
		18	135	0,54	0,29	2,50 ;1,19
Hunedoara-Crăciuneasa	paleozoic inferior	*	34	0,49	0,30	0,93 ; 1,68
		22	163	0,41	0,18	
		21	676	0,39	0,17	
		18	107	0,35	0,28	0,87 ; 0,46
Mahmudia	T_2	15	352	0,52	0,79	
		14	269	0,51	0,22	
		21	32	0,66	0,51	
		16	17	0,73	—	
Dealul Imalac	T_3	21	21	0,82	0,70	
Băiţa şi Troiţa Crăciuneşti	J_3	14	761	0,69	0,11	
		15	43	0,66	0,30	
		11	34	0,13	0,75	
Luminiţa	J_3	14	64	0,44	0,49	
		11	13	0,42	0,37	
		8	8	0,97	—	
		12	7	0,26	—	
Mateiaş-Dragoslavele	J_3	14	279	0,68	0,13	
		11	23	0,71	0,04	
Ohaba-Ponor	Cr_1	14	309	0,35	0,40	
		11	21	0,30	—	
		15	41	0,37	0,67	
Suseni	Cr_1	14	145	0,40	0,08	1,00 ; 1,10

Ele reprezintă în total un număr de 23 375 de valori parţiale, dintre care în cercetarea distribuţiei statistice şi în clasificarea petrochimică au fost utilizate 20 585 de valori, aparţinînd probelor lipsite de argilă şi sesquioxizilor reziduali. În vederea clasificării economice au fost luate în consideraţie toate cele 23 375 de valori parţiale.

★

Examinarea rezultatelor obţinute conduce la numeroase observaţii, dintre care menţionăm pe cele mai importante.

nr. 2

SiO_2%

buției	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației				
distribuția	$\bar{x}$	*Mo*	*Me*	x_{min}	x_{max}	*s*	*v*	p
asim. stg.	1,23	1,07	1,15	0,14	3,57	0,60	48,78	0,70
asim. stg.	1,41	1,36	1,37	0,10	3,91	0,77	54,61	0,69
lognormală	5,85	3,86	1,15	0,45	17,39	3,70	63,25	0,60
lognormală	0,66	0,33	0,45	0,00	2,82	0,67	101,52	0,43
asim. stg.	1,00	0,66	0,80	0,00	3,81	0,83	83,00	0,51
asim. stg.	1,03	0,73	0,85	0,00	4,30	0,76	73,79	0,56
lognormală	7,29	4,71	5,88	0,81	22,98	4,71	64,61	0,62
asim. stg.	0,82	0,55	0,74	0,00	2,80	0,52	63,41	0,63
asim. stg.	0,61	0,38	0,31	0,00	2,40	0,45	73,77	0,58
asim. stg.	0,46	0,23	0,42	0,00	1,50	0,35	76,09	0,61
asim. stg.	0,75	0,34	0,73	0,00	2,25	0,56	74,67	0,59
asim. stg.	1,57	1,04	1,50	0,00	3,00	0,65	41,40	0,71
asim. stg.	0,78	0,28	0,59	0,00	4,00	0,72	92,31	0,53
asim. stg.	0,91	0,47	0,79	0,00	3,00	0,67	73,63	0,59
asim. stg.	3,83	3,58	3,67	0,00	9,10	1,96	51,17	0,75
asim. stg.	0,93	0,70	0,86	0,00	2,40	0,52	55,91	0,67
asim. stg.	10,01	8,40	9,39	4,50	19,50	3,84	26,07	0,72
	27,25	30,80	4,00	23,00	31,00	3,03	11,12	0,90
	16,16	17,01	16,50	10,00	20,50	3,22	19,93	0,87
asim. stg.	0,66	0,24	0,47	0,00	3,25	0,62	93,94	0,50
asim. stg.	6,20	3,93	4,90	2,00	16,00	3,18	51,29	0,65
asim. stg.	0,93	0,70	0,84	0,00	2,75	0,66	70,97	0,65
asim. stg.	3,53	2,84	3,06	1,60	11,20	2,33	66,01	0,57
asim. stg.	0,95	0,73	0,88	0,00	2,80	0,59	62,11	0,64
lognormală	0,39	0,20	0,02	0,02	2,52	0,47	120,51	0,43

Distribuția statistică cercetată pentru elementele chimice principale (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO și MgO) (tabelele nr. 2—6) arată că în puține cazuri este prezentă legea normalității sau longnormalității, avînd de regulă caracter asimetric.

Distribuția siliciului și aluminiului are în general asimetrie de stînga, care indică o eterogenitate pronunțată a mineralelor argiloase, potrivit modelului distribuțiilor asociate (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1967).

Distribuția fierului este uneori lognormală, argumentînd în favoarea ipotezei prezenței fierului în compoziția mineralelor carbonatice, și

cel mai adesea este cu asimetrie de stînga, care poate să corespundă acumulării fierului sub formă de oxizi.

Distribuţia calciului este, obişnuit, cu asimetrie de dreapta, spre deosebire de distribuţia magneziului, cu asimetrie de stînga. Situaţia aceasta inversă a asimetriei distribuţiei exprimă direct relaţiile de izomorfism dintre calciu şi magneziu, spre deosebire de celelalte cazuri, în care s-au asociat şi alte procese (depuneri primare de dolomit, depuneri secundare de calcit etc.) (D. A. Rodionov, 1963).

Tabelul

DISTRIBUŢIA

Zăcămîntul	Vîrsta	Secţiunea Vişneakov	n	Caracterul distri		
				a	β	$H_0^* = d.\ n.$ $H_0 = d.\ lgn.$
Hunedoara-Tulea	paleozoic inferior	22	211	0,67	0,49	
		21	173	0,45	0,24	
		18	135	0,28	0,35	
Hunedoara-Crăciuneasa	paleozoic inferior	*	34	0,44	0,29	0,002 ; 0,05
		22	163	0,38	0,16	0,05 ; 0,15
		21	676	0,54	0,31	
		18	107	0,27	0,46	
Mahmudia	T_2	15	352	0,75	0,16	
		14	269	0,53	0,10	2,76 ; 1,69
		21	32	0,41	0,28	
		16	17	0,70	—	
Dealul Imalac	T_3	21	20	0,30	0,89	
Băiţa şi Troiţa Crăciuneşti	J_3	14	549	0,56	0,16	
		15	36	0,35	0,24	
		11	33	0,55	0,33	
Luminiţa	J_3	14	50	−0,18	0,46	
		11	13	0,35	0,21	
		8	8	0,33	—	
		12	7	−1,15	—	
Mateiaş-Dragoslavele	J_3	14	191	0,38	0,14	
		11	23	−0,03	0,09	0,80* ; 0,03*
Ohaba-Ponor	Cr_1	14	309	0,43	0,33	
		11	21	0,10	—	
		15	41	0,48	0,37	
Suseni	Cr_1	14	88	0,52	0,12	1,52 ; 1,09

Parametrii statistici indică, de la un tip petrografic la altul, unele particularități ale chimismului care ar putea să conducă totodată la aprecieri asupra condițiilor genetice. Examinarea în acest sens a valorilor parametrilor rocilor de la Tulea și Crăciuneasa evidențiază o apropiere sensibilă, demonstrînd că formarea acestor roci a avut loc în aceleași condiții; procesele de dolomitizare s-au produs cu aceeași intensitate. Deosebirile în gradul de participare al tipurilor de roci (rocile cu conținut mai ridicat în magneziu sînt mai larg dezvoltate în perimetrul Tulea)

nr. 3

Al_2O_3 %

buției	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației				
distribuția	$\bar{x}$	*Mo*	*Me*	x_{min}	x_{max}	*s*	*v*	ρ
asim. stg.	0,90	0,55	0,84	0,00	2,39	0,52	57,78	0,65
asim. stg.	1,10	0,76	0,94	0,05	3,79	0,75	68,18	0,59
asim. stg.	1,85	1,58	0,84	0,20	5,29	0,97	52,43	0,68
lognormală	1,23	0,95	1,09	0,21	3,15	0,63	51,22	0,68
lognormală	1,01	0,78	0,87	0,15	4,31	0,60	59,41	0,64
asim. stg.	1,05	0,76	0,96	0,01	3,40	0,54	51,43	0,68
asim. stg.	1,57	1,35	1,54	0,13	4,49	0,83	52,87	0,70
asim. stg.	0,69	0,30	0,62	0,00	3,60	0,52	75,36	0,59
asim. stg.	0,57	0,26	0,42	0,00	3,39	0,58	101,75	0,49
asim. stg.	0,35	0,24	0,31	0,00	1,10	0,27	77,14	0,56
asim. stg.	0,53	0,23	0,32	0,00	1,60	0,43	81,13	0,48
asim. stg.	1,16	1,05	1,14	0,50	1,85	0,37	31,90	0,77
asim. stg.	0,59	0,37	0,51	0,00	2,25	0,39	66,10	0,61
asim. stg.	0,87	0,69	0,81	0,20	2,40	0,52	59,77	0,60
asim. stg.	1,95	1,33	1,46	0,00	5,00	1,22	62,56	0,60
asim. stg.	0,48	0,52	0,50	0,10	1,00	0,22	45,83	0,74
asim. stg.	1,24	0,96	1,07	0,30	3,30	0,80	64,52	0,60
	6,34	5,10	5,95	0,00	13,50	3,72	58,68	0,61
	2,19	3,40	2,50	0,50	4,00	1,05	47,95	0,67
asim. stg.	0,54	0,39	0,47	0,00	2,85	0,39	72,22	0,57
normală	1,55	1,57	1,53	0,25	3,25	0,67	43,23	0,76
asim. stg.	0,88	0,65	0,81	0,00	3,00	0,53	60,23	0,64
asim. stg.	2,86	2,75	2,68	0,80	7,20	1,14	39,86	0,78
asim. stg.	1,01	0,71	0,88	0,00	2,80	0,63	62,38	0,62
lognormală	0,27	0,12	0,03	0,03	1,22	0,29	107,40	0,46

argumentează, prin admiterea acelorași condiții de depunere, că numai masa inițială de roci calcaroase supusă procesului de dolomitizare a fost diferită.

Varietatea diferitelor tipuri de roci în zăcămînt evidențiată pe baza proiecției ternare calcit-dolomit (insolubil + R_2O_3) (tabelul nr. 1 și fig. 1—10), se prezintă astfel :

Dolomitele de la Hunedoara se dovedesc a fi reprezentate propriu-zis prin dolomite slab calcaroase și dolomite pure, uneori cu exces de oxizi de magneziu ; în cadrul perimetrului Tulea, procesul de dolomiti-

Tabelul

DISTRIBUȚIA

Zăcămîntul	Vîrsta	Secțiunea Vișneakov	n	Caracterul distri		
				a	β	$H_0^* = d.\ n.$ $H_0 = d.\ lgn.$
Hunedoara-Tulea	paleozoic inferior	22	211	0,36	0,37	0,87 ; 1,02
		21	173	0,60	0,27	0,16 ; 2,03
		18	135	0,19	0,31	2,05 ; 0,09
Hunedoara-Crăciuneasa	paleozoic inferior	*	34	0,30	0,35	
		22	163	0,10	0,46	
		21	676	0,50	0,39	
		18	107	—0,17	0,41	
Mahmudia	T_2	15	352	—0,38	0,15	
		14	269	0,27	0,05	1,60 ; 0,55
		21	32	0,52	0,08	0,49 ; 0,34
		16	17	0,56	—	
Dealul Imalac	T_3	21	20	0,05	0,64	
Băița și Troița Crăciunești	J_3	14	549	0,39	0,06	1,06 ; 1,21
		15	36	—	0,41	
		11	33	0,12	0,05	
Luminița	J_3	14	50	0,20	0,19	0,63 ; 0,38
		11	13	0,75	0,24	
		8	8	0,48	—	
		12	7	0,85	—	
Mateiaș-Dragoslavele	J_3	14	194	0,47	0,07	1,51 ; 1,16
		11	23	0,06	0,97	
Ohaba-Ponor	Cr_1	14	309	0,32	0,17	
		11	21	0,20	—	
		15	41	0,51	0,19	
Suseni	Cr_1	14	82	0,20	0,08	

zare a avut o amploare relativ mare, remarcîndu-se atît o creștere a proporției de dolomite slab calcaroase, cît și o participare mai mare a dolomitelor pure și a dolomitelor cu exces de oxizi de magneziu.

Calcarele de la Mahmudia apar constituite predominant din calcare slab dolomitice și calcare pure, subordonat din calcare dolomitice, dolomite slab calcaroase, dolomite calcaroase.

Dolomitele de la dealul Imalac sînt formate propriu-zis din dolomite slab calcaroase, în mică măsură argiloase.

nr. 4

Fe_2O_3 %

buției	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației				
distribuția	$\bar{x}$	*Mo*	*Me*	x_{min}	x_{max}	*s*	*v*	ρ
lognormală	0,62	0,53	0,59	0,19	1,43	0,25	40,32	0,73
lognormală	0,76	0,50	0,82	0,14	2,17	0,43	56,58	0,63
lognormală	1,09	0,99	0,59	0,20	3,11	0,54	42,54	0,68
asim. stg.	0,40	0,34	0,36	0,03	1,05	0,20	50,00	0,68
asim. stg.	0,44	0,42	0,44	0,01	1,34	0,20	45,45	0,71
asim. stg.	0,45	0,35	0,39	0,02	1,22	0,20	44,44	0,69
asim. stg.	0,59	0,64	0,58	0,16	1,61	0,29	49,15	0,72
asim. stg.	0,40	0,52	0,34	0,00	1,95	0,32	80,00	0,56
lognormală	0,30	0,20	0,24	0,00	3,00	0,37	123,33	0,46
lognormală	0,33	0,19	0,23	0,00	1,60	0,27	81,82	0,53
asim. stg.	0,47	0,20	0,28	0,00	2,00	0,48	102,13	0,44
asim. stg.	0,55	0,54	0,55	0,10	1,20	0,20	36,36	0,75
lognormală	0,22	0,15	0,18	0,00	1,30	0,18	81,82	0,54
asim. stg.	0,45	m.m.	0,39	0,00	1,00	0,25	55,56	0,61
asim. stg.	0,59	0,35	1,24	0,00	3,70	0,25	42,37	0,41
lognormală	0,18	0,16	0,17	0,00	0,65	0,10	55,56	0,67
asim. stg.	0,63	0,27	0,47	0,00	2,00	0,48	76,19	0,56
	3,01	2,00	2,66	0,00	8,00	2,11	70,10	0,56
	0,83	0,25	0,44	0,25	2,00	0,68	81,93	0,52
lognormală	0,18	0,11	0,15	0,00	1,20	0,15	83,33	0,56
asim. stg.	0,46	0,45	0,48	0,05	0,85	0,18	39,13	0,75
asim. stg.	0,32	0,24	0,28	0,00	1,40	0,25	78,13	0,57
asim. stg.	0,79	0,67	0,73	0,00	2,60	0,61	77,22	0,50
asim. stg.	0,47	0,27	0,40	0,00	2,10	0,39	82,98	0,49
asim. stg.	0,13	0,10	0,01	0,01	0,89	0,15	115,38	0,50

Tabelul

DISTRI

Zăcămîntul	Vîrsta	Secţiunea Vîşneakov	n	Caracterul distribuţiei		
				a	β	$H_0^* =$ d. n. $H_0 =$ d. lgn.
Hunedoara-Tulea	paleozoic inferior	22	211	0,22	0,92	
		21	173	0,06	0,34	
		18	135	−0,33	−0,77	
Hunedoara-Crăciuneasa	paleozoic inferior	*	34	−0,70	−0,27	
		22	163	−0,14	−0,39	
		21	676	−0,16	0,75	
		18	107	−0,29	−0,47	2,66*;0,90*
Mahmudia	T_2	15	352	−0,35	−0,34	
		14	269	−0,43	−0,59	
		21	32	−0,14	−0,96	1,35*;0,57*
		16	17	−1,22	—	
Dealul Imalac	T_3	21	21	−0,12	−0,83	
Băiţa şi Troiţa Crăciuneşti	J_3	14	761	−0,23	−0,50	
		15	43	—	−0,59	
		11	34	1,63	−0,21	
Luminiţa	J_3	14	64	1,94	−0,88	
		11	13	−0,43	−0,37	
		8	8	—	—	
		12	7	—	—	
Mateiaş-Dragoslavele	J_3	14	279	−0,46	−0,13	
		11	23	−0,81	−0,33	
Ohaba-Ponor	Cr_1	14	309	0,05	−0,41	
		11	21	−0,17	—	
		15	41	−0,76	−0,35	
Suseni	Cr_1	14	145	−0,42	−0,23	

Calcarele de la Băiţa şi Troiţa Crăciuneşti, ca şi acelea de la Suseni şi Ohaba-Ponor, sînt reprezentate prin calcare pure, rareori argiloase şi slab dolomitice.

Calcarele de la Luminiţa sînt constituite din calcare pure, în mare parte, şi din diferite alte tipuri de calcare şi dolomite cu conţinuturi ridicate de argilă.

Calcarele de la Mateiaş-Dragoslavele sînt reprezentate prin calcare pure, rareori argiloase.

nr. 5

BUȚIA CaO%

distribuția	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației				
	$\bar{x}$	*Mo*	*Me*	x_{min}	x_{max}	*s*	*v*	ρ
asim. stg.	30,36	30,25	30,30	28,51	31,95	0,49	1,61	0,99
asim. stg.	31,53	31,48	31,51	30,00	35,01	0,85	2,70	0,98
asim. dr.	29,89	30,38	30,30	26,03	33,84	1,49	4,98	0,97
asim. dr.	28,79	30,14	29,96	28,40	30,40	0,50	1,68	0,99
asim. dr.	30,81	30,91	30,92	28,00	32,40	0,69	2,24	0,98
asim. stg.	32,32	32,15	32,24	29,37	36,20	1,05	3,25	0,97
normală	30,06	30,63	30,39	23,85	34,09	2,00	6,65	0,96
asim. dr.	53,32	53,86	53,60	47,60	56,00	1,55	2,91	0,98
asim. dr.	54,52	54,84	54,81	52,25	56,49	0,74	1,36	0,99
normală	34,88	34,50	34,56	32,00	49,00	2,63	7,54	0,96
asim. dr.	47,09	49,53	46,90	43,00	50,00	2,00	4,25	0,97
asim. dr.	32,49	32,60	32,55	30,80	34,40	0,91	2,80	0,98
asim. dr.	54,82	54,98	54,96	51,60	56,10	0,70	1,28	0,99
asim. dr.	54,05	bimod.	54,13	52,00	56,20	0,94	1,74	0,99
asim. dr.	52,23	52,10	55,25	46,70	59,30	2,00	3,83	0,98
asim. dr.	54,51	54,29	54,45	51,75	53,75	0,63	1,16	0,99
asim. dr.	47,93	49,00	48,60	42,00	52,00	2,49	5,20	0,97
—	32,82	—	32,00	26,00	42,00	4,45	13,56	0,87
—	42,48	—	41,66	38,00	46,00	2,41	5,67	0,94
asim. dr.	54,97	55,30	55,14	52,50	56,25	0,71	1,29	0,99
asim. dr.	50,70	52,23	51,10	45,75	53,25	1,90	3,75	0,97
asim. dr.	54,47	54,45	54,54	51,40	56,05	0,42	7,71	0,99
asim. dr.	51,46	51,88	51,85	42,00	53,70	2,44	4,74	0,98
asim. dr.	53,39	54,13	53,70	50,70	54,90	0,97	1,82	0,99
asim. dr.	55,11	55,39	55,14	52,44	56,04	0,66	1,20	0,99

Clasificarea economică a rocilor cercetate, redată în tabelul nr. 7 și figura 13, precizează că ele pot fi valorificate în variate scopuri industriale (îndeosebi pentru construcții, siderurgie și metalurgie). Mai puțin interes prezintă în acest scop calcarele de la Luminița și dolomitele de la dealul Imalac. Prin folosirea unor procedee de îndepărtare prin spălare a argilei (în calcule s-a luat compoziția chimică a probelor *in situ*) se va putea crește importanța lor economică, cum s-a procedat, de exemplu, în cazul dolomitelor de la Hunedoara.

Tabelul

DISTRI

Zăcămîntul	Vîrsta	Secțiunea Vișneakov	n	Caracterul distribuției		
				a	β	$H_0^* = $ d. n. $H_0 = $ d. lgn.
Hunedoara-Tulea	paleozoic inferior	22	211	0,58	−0,77	0,57* ;2,45*
		21	173	−0,07	−0,52	
		18	135	−0,55	−0,67	1,90* ;1,28*
Hunedoara-Crăciuneasa	paleozoic inferior	*	34	−0,36	0,97	0,01* ;0,99*
		22	163	0,08	0,19	
		21	676	−0,30	−0,50	
		18	107	−0,36	−0,70	1,23* ;0,48*
Mahmudia	T_2	15	352	0,59	0,16	
		14	267	−0,88	−0,49	
		21	32	−0,41	0,60	
		16	17	−0,08	—	
Dealul Imalac	T_3	21	21	−0,61	−0,33	
Băița și Troița Crăciunești	J_3	14	761	0,85	0,18	
		15	43	−1,51	0,39	
		11	34	−0,04	0,59	
Luminița	J_3	14	64	−0,21	0,26	0,28 ;1,42
		11	13	0,52	0,21	
		8	8	−0,16	—	
		12	7	0,27	—	
Mateiaș-Dragoslavele	J_3	14	275	0,40	0,22	
		11	22	0,35	0,58	
Ohaba-Ponor	Cr_1	14	309	0,48	0,74	
		11	21	0,41	—	
		15	41	0,37	0,64	
useni	Cr_1	14	141	0,12	0,38	

nr. 6

BUȚIA MgO%

distribuția	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației				
	$\bar{x}$	*Mo*	*Me*	x_{min}	x_{max}	*s*	*v*	ρ
normală	20,75	20,44	20,73	19,30	21,87	0,53	2,55	0,98
asim. dr.	19,16	19,23	19,25	15,85	21,14	0,94	4,91	0,97
normală	17,65	18,38	20,73	14,06	20,83	1,33	7,54	0,95
normală	22,83	23,10	22,93	21,56	24,30	0,76	3,33	0,96
asim. stg.	21,12	21,06	20,95	19,88	21,81	0,74	3,50	0,98
asim. dr.	19,32	19,62	19,42	15,20	21,70	1,00	5,18	0,97
normală	17,60	17,90	17,74	14,53	20,14	1,17	6,65	0,95
asim. stg.	2,00	1,52	1,72	0,90	5,10	0,82	41,00	0,69
asim. stg.	0,67	0,97	0,75	0,00	1,20	0,34	50,75	6,74
asim. stg.	18,07	19,14	19,87	5,00	22,00	2,59	14,33	0,94
asim. stg.	7,36	7,50	7,34	5,25	11,25	1,67	22,69	0,84
asim. dr.	18,57	19,20	18,74	16,00	20,40	1,04	5,60	0,96
asim. stg.	0,42	0,19	0,40	0,00	1,20	0,27	64,29	0,61
asim. stg.	1,35	1,88	2,06	0,60	3,10	0,35	25,93	0,84
asim. stg.	0,53	0,39	0,64	0,00	4,25	0,67	126,42	0,51
lognormală	0,28	0,31	0,28	0,05	1,00	0,14	50,00	0,67
asim. stg.	0,46	0,33	0,38	0,10	1,10	0,25	54,35	0,58
	1,08	1,17	1,17	0,00	2,25	0,57	52,78	0,71
	1,87	1,67	1,83	0,50	4,50	1,10	55,84	0,64
asim. stg.	0,35	0,27	0,32	0,00	1,30	0,20	57,14	0,63
asim. stg.	0,45	0,38	0,45	0,10	1,00	0,20	44,44	0,70
asim. stg.	0,56	0,42	0,56	0,00	1,30	0,29	51,79	0,70
asim. stg.	0,62	0,50	0,56	0,10	1,10	0,29	46,77	0,68
asim. stg.	1,41	1,30	1,38	1,00	2,30	0,30	21,28	0,82
asim. stg.	0,42	0,39	0,41	0,00	1,47	0,25	59,52	0,67

Tabelul nr. 7

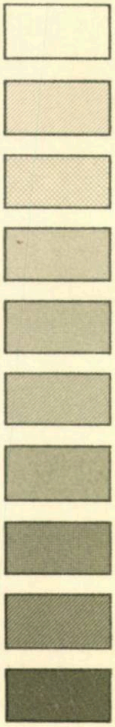
Clasificarea economică a rocilor carbonatice cercetate (în procente)

Întrebuințare	Calitatea / *n*	Tulea 611	Crăciuneasa 1037	Dealul Imalac 35	Mahmudia 737	Băița și Troița Crăciunești 1005	Luminița 215	Mateiaș-Dragoslavele 382	Ohaba-Ponor 422	Suseni 231
Calcar pentru varul gras de construcții	I	—	—	—	48	58	22	59	37	61
	II	—	—	—	80	92	52	79	91	80
Calcar pentru furnale	I	—	—	—	32	54	19	56	28	59
	II	—	—	—	66	77	38	69	68	71
	III	—	—	—	85	91	51	78	90	80
Calcar pentru siderurgie	I	—	—	—	31	53	27	54	26	59
	II	—	—	—	61	67	39	64	54	67
	III	—	—	—	78	80	51	70	73	74
Calcar pentru sodă	—	—	—	—	10	32	9	42	12	50
Calcar pentru sticlă și ceramică fină	I	—	—	—	8	22	2	29	4	44
	II	—	—	—	13	28	6	37	6	48
Dolomit pt. industria metalurgică	—	32	16	—	—	—	—	—	—	—
Dolomit pt. sticlă și ceramică fină	III	2	10	3	—	—	—	—	—	—
Dolomit pentru furnale	II	1	4	—	—	—	—	—	—	—

PROIECȚII TERNARE: CALCIT - DOLOMIT - (INSOLUBIL + R_2O_3)

LEGENDA

FRECVENȚA %



0

〈 1,50

1,50 - 3,00

3,00 - 4,50

4,50 - 6,00

6,00 - 7,50

7,50 - 9,00

9,00 - 10,50

10,50 - 12,00

〉 12,00

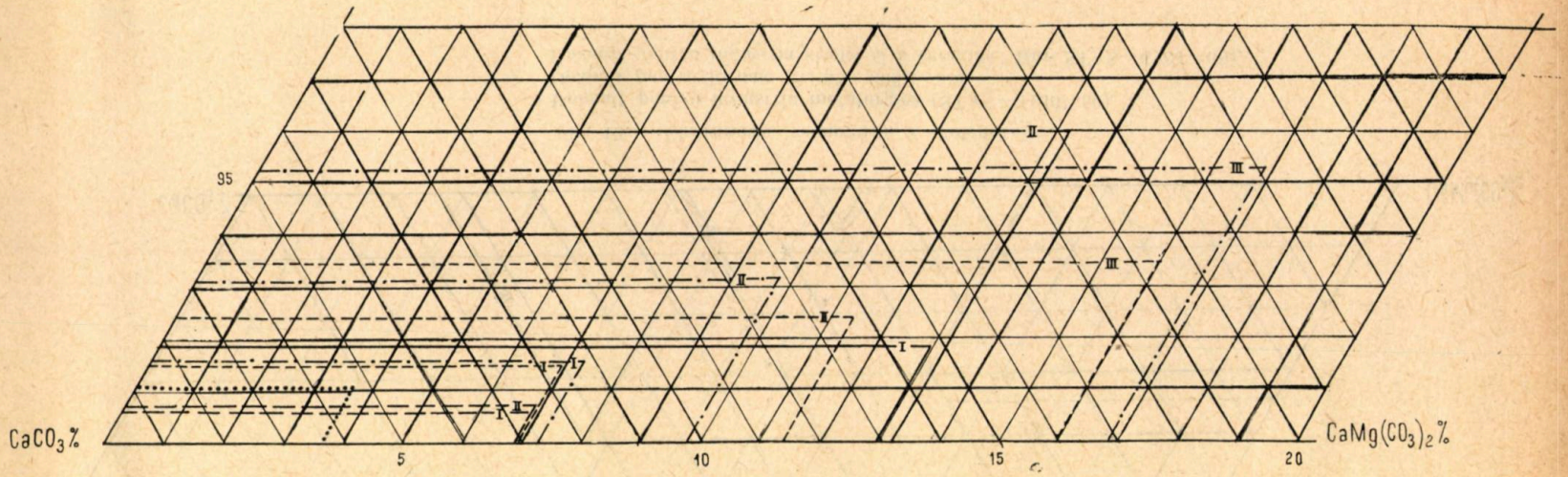


Fig. 11. — Clasificarea economică a calcarelor.

····· Calcare pentru sodă (STAS—3967—59).
—·—·— Calcare pentru furnale (STAS—3962—53).
– – – – – Calcare pentru siderurgie (STAS—5297—63).
— — — — Calcare pentru industria sticlei şi ceramicei fine (STAS—266—64).
———— Calcare pentru varul gras de construcţie (STAS—5938—58).

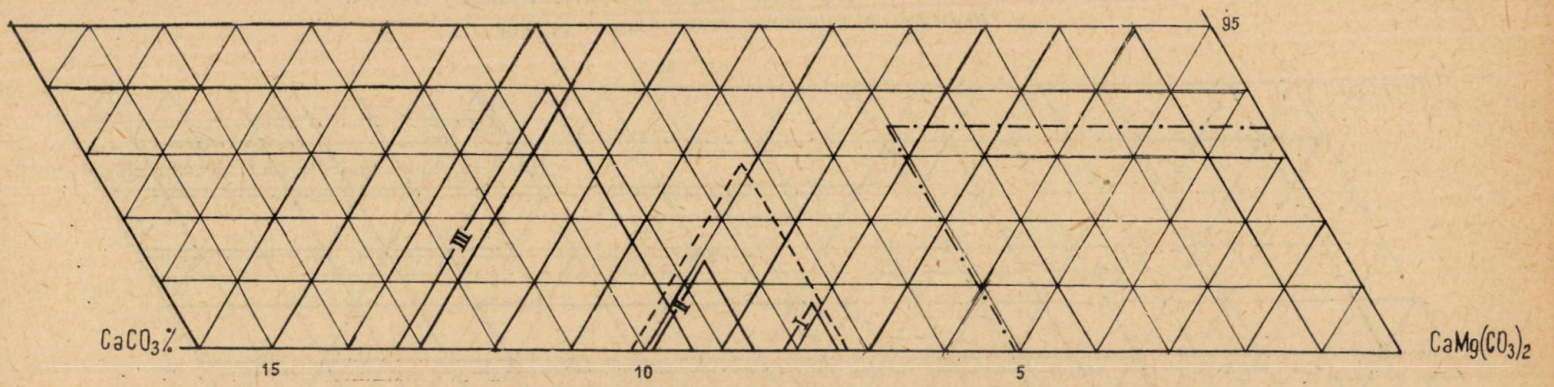


Fig. 12. — Clasificarea economică a dolomitelor.

— · — · — Dolomit pentru industria metalurgică (STAS — 1136 — 50).
— — — — Dolomit pentru furnale (STAS — 3963 — 53).
———— Dolomit pentru industria sticlei şi a ceramicei fine STAS — 6284 — 60).

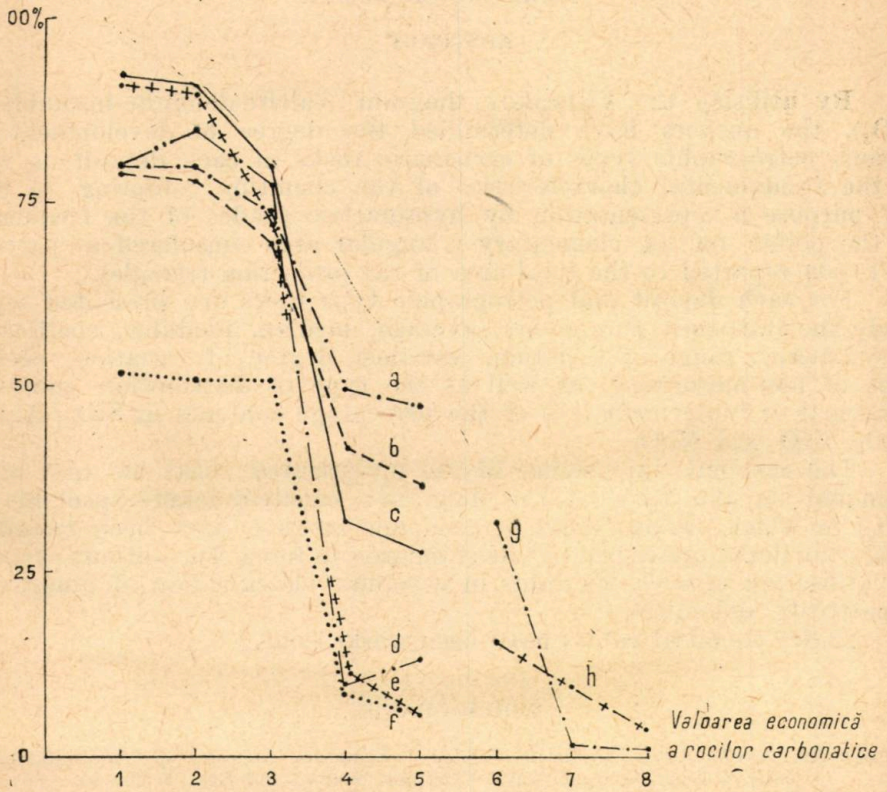


Fig. 13. — Importanța economică a rocilor carbonatice cercetate.

1, Calcar pentru varul gras de construcții; *2*, calcar pentru furnale; *3*, calcar pentru siderurgie; *4*, calcar pentru sodă; *5*, calcar pentru sticlă și ceramică fină; *6*, dolomit pentru industria metalurgică; *7*, dolomit pentru sticlă și ceramică fină; *8*, dolomit pentru furnale.

a, Suseni; *b*, Mateiaș-Dragoslavele; *c*, Băița și Troița Crăciunești; *d*, Mahmudia; *e*, Ohaba-Ponor; *f*, Luminița; *g*, Tulea; *h*, Crăciuneasa.

LAWS OF DISTRIBUTION OF THE CHEMICAL ELEMENTS IN CARBONATIC ROCKS

III. CARBONATIC ROCKS FROM HUNEDOARA, MAHMUDIA, D. IMALAC, BĂIŢA – AND TROIŢA-CRĂCIUNEŞTI, LUMINIŢA, MATEIAŞ-DRAGOSLAVELE, OHABA-PONOR, SUSENI

ABSTRACT

By utilising the Visneakov diagram (calcite-dolomite-insoluble + R_2O_3), the authors have determined the degree of development of various petrographic types of carbonatic rocks in each deposit as well as the fundamental characteristics of the chemism, adopting to this last purpose a representation by hypsometric shades of the frequency of the points on an elementary triangular area considered as pattern (1 : 10 000 reported to the total area of the projection triangle).

For each deposit and petrographic type there are presented separately the statistical parameters (average, median, modulus, coefficient of symmetry, range of variation, variance, degree of variation, coefficient of non-uniformity) as well as the type of distribution (normal, lognormal or "intermediate") of the percentage contents in SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO and MgO.

The economic importance of the investigated rocks has also been estimated on the basis of the diagram: calcite-dolomite-(insoluble + R_2O_3) in which various areas of economic interest have been recorded within the limits prescribed by the standards in force. The authors suggest the utilisation of such diagrams in economic classification of limestone, respectively dolomites.

23 375 chemical values have been worked out.

BIBLIOGRAFIE

DIMITRIU AL., ANDĂR ANCA, ANDĂR P. (1968), *A Symmetry Indicator of Statistical Distributions*, Econ. Comput. Econ. Cybernet. Studies and Res., *3*, 33–51.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1965), *Lois de distribution de la concentration des élémentes chimiques dans les roches carbonatées*. I. Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Série de Géologie, **IX**, *2*, 197–227.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1966), *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice din roci carbonatice. II. Dolomitele cristaline de la Buru (Munţii Apuseni)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XI**, *1*, 105–113.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1967), *Statistical Nature of Skew distributions in Geochemistry*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **IX**, *2*, 143–157.

RODIONOV D. A. (1963), *Trehparametriceskie raspredelenia soderjanii elementov v porodah*, Gheohimia, *2*, 179–185.

ŞARAPOV I. P. (1968), *Utilizarea statisticii matematice în geologie* (trad.) Ed. tehnică, Bucureşti, p. 70–107.

SAVUL M., IANOVICI V. (1959), *Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara*, St. cerc. geol., **IV**, *1*, 37–57.

SAVUL M., IANOVICI V. (1961), *Geochimia elementelor majore în rocile carbonatate din R.P.R.*, St. cerc. geol., **IV**, *1*, 121–135.

Primit la redacţie la 28 iunie 1969

Institutul de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România şi Comitetul de Stat al Geologiei

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MINERALELOR GRELE DIN NISIPURILE DE PE GRINDURILE DIN PARTEA DE NORD-VEST A MĂRII NEGRE

DE

L. PAVELESCU, D. MERCUS, ANA MERCUS, I. ALEXE

Din cauza particularităților morfologice specifice ale Mării Negre, salinitatea apelor ei este în jur de 18,60‰, iar curenții sînt predominant cei litorali. În ansamblu, se observă cum curentul litoral al Mării Negre din sudul peninsulei Crimeea se bifurcă în direcții opuse, în sensul că unul se îndreaptă spre NNV, iar celălalt spre ESE. Curentul care ocolește peninsula Crimeea pe la vest și nord-vest drenează spre vest materialele aduse de Nipru și Bug. În dreptul vărsării Nistrului în mare, el ia direcția NE-SV și în continuare drenează materialele aduse de Dunăre.

Cam în dreptul stațiunii Eforie-Sud, curentul acesta de direcție aproximativă nord-sud se bifurcă, la rîndul său, în sensul că o parte din el continuă aceeași direcție nor-sud înspre Bosfor și Dardanele, iar altul se îndreaptă pe o direcție estică, înspre coastele nordice ale Turciei.

Imensul material aluvionar pe care îl transportă Dunărea în mare (circa 20 milioane tone de debit solid) este preluat de curentul litoral nord-sud și, sub acțiunea valurilor, este depus în cea mai mare parte pe țărmul românesc.

Prin această activitate combinată dintre fluviu și mare, la SSV de brațul Sf. Gheorghe a apărut din punct de vedere morfologic un perisip ce se întinde pe direcția NE-SV pînă la Gura Buazului. Această barieră a făcut ca un vechi golf marin să fie transformat într-un complex de lagune. Lagunele comunică între ele printr-o serie de canale, unele naturale, altele artificiale.

La nord-est se deosebește grindul Cosa, care se întinde din zona ghiolului Zătonul Mare pînă la gura Portița, separînd lacul Razelm de Marea Neagră.

La sud de gura Portița se găsește complexul grindurilor Chituc, care separă lacul Sinoe de Marea Neagră. Acesta, la rîndul său, este alcă-

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 23–51, București, 1970

tuit dintr-o serie de grinduri secundare, dirijate pe o direcţie NE-SV, despărţite între ele prin mlaştini.

Lacul Sinoe este despărţit de lacul Smeica prin Grindul Lupilor, iar de lacul Tuzla prin grindul Balta Verde.

Mai apar o serie de grinduri de direcţie est-vest ce despart lacul Smeica de lacul Goloviţa.

În cercetările noastre, atenţia a fost îndreptată în mod deosebit asupra nisipurilor de pe întreaga întindere a grindurilor Cosa — Chituc, Grindul Lupilor şi grindul Balta Verde.

Pentru anumite corelaţii vom da cîteva date cu caracter suplimentar în ceea ce priveşte compoziţia mineralogică a nisipurilor din grindul Sărăturile, la nord de braţul Sf. Gheorghe, precum şi aceea a nisipurilor de pe plaja de la Mangalia şi Vama-Veche. S-a analizat de asemenea şi o probă de nisip de pe plaja de la Burgaz (R. P. Bulgaria), ce se află în colecţia catedrei.

Cercetările noastre au scos în evidenţă o variaţie importantă atît în ceea ce priveşte compoziţia mineralogică a nisipurilor de pe litoralul actual dintre Sf. Gheorghe şi Vama-Veche, cît şi compoziţia mineralogică a nisipurilor din grindul ce desparte marea de lagune şi a nisipurilor de pe grindurile din interiorul complexului lagunar.

Metoda de lucru folosită în cercetarea nisipurilor a fost cea clasică. Înainte însă de cernere şi separare cu ajutorul lichidelor grele, probele au fost supuse la tratamente speciale. Deoarece, pe lîngă fracţia psamito-aleuritică, probele studiate de noi conţineau şi cantităţi mari de fragmente de cochilii şi puţin material pelitic, care mai mult ne încurcau în analize, s-a făcut un tratament îndelungat al probelor cu HCl pentru îndepărtarea carbonaţilor, iar prin spălări separate s-a îndepărtat şi partea pelitică. După acest tratament a urmat uscarea, cernerea şi separarea cu lichide grele.

În urma separării cu lichide grele s-au obţinut două fracţiuni, şi anume : o fracţiune grea, formată din minerale transparente şi din minerale opace, şi una uşoară, reprezentată prin minerale transparente.

MINERALELE GRELE TRANSPARENTE

Granaţii. Granulele de granaţi prezintă aspecte morfologice foarte variate (pl. 1, fig. 1—15).

S-au deosebit uneori cristale simple idiomorfe cu feţe de dodecaedru romboidal (110), alteori formele de dodecaedru romboidal se asociază cu cele de cub (100) sau octaedru (111). Mai rar apar formele (211). Frecvent, se observă la feţele de dodecaedru romboidal zone de creştere. Au fost întîlnite de asemenea fragmente de cristale la care în cele mai multe cazuri este posibilă reconstituirea formei cristalografice şi fragmente care nu prezintă nici un caracter cristalografic care să permită reconstituirea cristalului. La fracţiunile fine cuprinse între 0,06 şi 0,2 mm, granulele în general sînt colţuroase, cel mult semicolţuroase, şi cu spărtură concoidală.

Culoarea granaţilor este variabilă. Cei mai frecvenţi sînt cei de culoare roz cu treceri spre maroniu, ce imprimă de altfel această culoare

și fracțiunilor fine de 0,06—0,10 mm. Sînt destul de frecvenți și granații incolori.

Frecvent, granulele de granat conțin incluziuni atît de minerale transparente, cît și de minerale opace.

Granații întîlniți fac parte în general din grupa piralspitelor.

Zirconul. Cristalele de zircon prezintă cea mai variată gamă de aspecte morfologice (pl. 2, fig. 16—30; pl. 3, fig. 31—45; pl. 4, fig. 46—51). Astfel au fost întîlnite:

— Cristale idiomorfe rezultate din combinația formelor (110) și (100) cu formele (101), (111) și (311).

Se observă cristale care prezintă inegalități în ceea ce privește dezvoltarea fețelor de prismă sau a celor de bipiramidă. În general, cînd apar cele două prisme (110) și (100), una din ele este mai bine dezvoltată în defavoarea celeilalte. Uneori, cristalele sînt dezvoltate mult după axul c, și în cazul acesta prezintă un habitus acicular, alteori au axul c scurt, și atunci se prezintă în forme mai mult sau mai puțin izometrice.

— Cristale prismatice sparte la un capăt și cu terminație piramidală la celălalt.

— Cristale prismatice sparte la ambele capete.

— Cristale prismatice cu terminații rotunjite.

— Cristale cu unul din capete rotunjit și celălalt spart.

— Granule la care și muchiile dintre fețele de prismă devin rotunjite, cristalele căpătînd un contur elipsoidal și foarte rar sferic.

Cristalele cu idiomorfie perfectă se întîlnesc îndeosebi în fracțiunea 0,06. În fracțiunea 0,10 apar și forme rotunjite. În fracțiunea 0,20 zirconul este rar întîlnit și de regulă este rotunjit.

Mai rar se observă asociații paralele între cristalele de zircon după (110).

În general, granulele de zircon sînt incolore, cu aspect sticlos în cazul cristalelor idiomorfe și mat la cristalele cu grad de rulare avansat. Mai rar se observă varietăți roz sau roz-portocaliu.

Incluziunile sînt o regulă pentru cristalele de zircon. Granulele lipsite de incluziuni sînt raritați. Incluziunile sînt atît fluide, cît și solide. Dintre cele solide în mod frecvent se întîlnesc: apatitul, rutilul și chiar zirconul de generații mai vechi. Uneori cantitatea de incluziuni este așa de mare, încît cristalele devin aproape opace.

Multe cristale de zircon prezintă interesante structuri zonare. La cristalele zonate un caracter ce iese imediat în evidență sînt fisurile cu o dispoziție radiară.

Distenul (pl. 4, fig. 52—59; pl. 5, fig. 60) niciodată nu apare sub formă de cristale idiomorfe. De obicei, granulele sale reprezintă fragmente din cristalele tabulare cu predominarea formei (100). La majoritatea formelor întîlnite sînt vizibile cele două clivaje după (001) și (010), ce fac între ele un unghi aproape drept. În general, distenul este incolor; numai prezența incluziunilor îl face uneori să capete tonuri cenușii sau chiar să devină opac. El este întîlnit în fracțiunile cuprinse între 0,06 și 0,32 mm. De regulă este colțuros sau semicolțuros. Numai în probele de la Mangalia și Vama-Veche se observă granule semirotunjite și cu un grad avansat de opacitizare din cauza incluziunilor.

Sillimanitul (pl. 5, fig. 60—65) a fost întîlnit mai ales în nisipurile de la nord de Portiţa în fracţiunile mai mari de 0,10 mm şi apare sub două aspecte :

— prisme alungite, lipsite de terminaţii cu spărturi transversale, în culise ;

— agregate aciculare grupate în formă de snopi (varietatea fibrolit).

Culoarea lor variază de la incolor pînă la galben-brun. Varietăţile colorate prezintă pleocroism, extincţia dreaptă, alungirea pozitivă.

Andaluzitul a fost întîlnit în general cu totul sporadic, mai ales în Insula Lupilor, sub formă de granule semicolţuroase. E pleocroic : n_p = = roz ; n_g = slab gălbui, cu alungirea negativă şi cu semn optic negativ.

Staurolitul (pl. 5, fig. 66—71) este un mineral destul de frecvent întîlnit în nisipurile litorale de la nord de Portiţa în fracţiunile sub 0,10 mm. Cristale idiomorfe se întîlnesc mai rar. Ele sînt prismatice sau tabulare, rezultînd din combinaţiile (100) (010), (110) şi (111). În cele mai multe cazuri apare sub formă de granule sparte, colţuroase, pînă la semicolţuroase. Numai în fracţiunile de 0,20 mm, la unele granule, se observă grade de rotunjire mai accentuată. În fracţiunile fine, granulele rotunjite sînt sporadice. În general, staurolitul este proaspăt, avînd culori ce variază de la gălbui la auriu sau brun-gălbui. Pleocroism : n_g = galben-auriu, galben, brun-gălbui ; n_p = galben, gălbui, incolor. Conţine uneori incluziuni de cuarţ, rutil şi substanţe cărbunoase.

Titanitul (pl. 5, fig. 72—74) se întîlneşte în fracţiile mai mari de 0,10 mm. Niciodată nu apare sub formă de cristale idiomorfe. De obicei este granular, cu stadii avansate de rotunjire, întîlnindu-se forme rotunjite şi chiar perfect rotunjite. Granulele brune cu nuanţe roşcate prezintă un pleocroism slab.

Epidotul (pl. 6, fig. 75—80) nu a fost întîlnit niciodată sub formă de cristale idiomorfe întregi. El apare ca fragmente de prismă avînd sau nu terminaţia la unul din capete. Se observă toate tipurile morfologice între cristalele idiomorfe şi granule perfect rotunjite. Uneori apar sub forma unor agregate fin granulare. Granulele de epidot, în general, sînt de culoare verde-gălbuie cu pleocroism evident : n_g = galben-verzui, n_p = galben deschis pînă la incolor. Granulele colorate în brun denotă prezenţa piedmontitului.

Zoizitul (pl. 6, fig. 81—85) şi **clinozoizitul** (pl. 6, fig. 86 şi 87) apar fie sub formă de cristale idiomorfe, fie de granule cu grade foarte variate de rulare, de la colţuroase la perfect rotunjite. În general, sînt incolore pînă la tonuri slab cenuşii sau gălbui. Sînt foarte frecvent întîlnite alături de epidot şi hornblendă.

Astrofilitul (pl. 6, fig. 88—90) apare sub formă de cristale tabulare sau fragmente de cristale. Formele mai des întîlnite sînt combinaţii de (100), (111) şi (101). Cristalele sale prezintă un clivaj bun după (010). Are relieful pronunţat pozitiv şi un pleocroism puternic : n_g = galben-

portocaliu; n_p = brun-roşcat. Alungirea este pozitivă, paralelă cu clivajul. Extincţia dreaptă şi unghiul 2 V foarte mare. A fost întîlnit atît în nisipurile din Grindul Lupilor, cît şi în cele ale grindului Balta Verde.

Turmalina (pl. 7, fig. 91—103) prezintă variaţii atît în ceea ce priveşte aspectul morfologic al granulelor, cît şi în ceea ce priveşte culoarea. Formele sub care apare ea sînt:

— cristale idiomorfe întregi, care se întîlnesc rar; în cazul acesta se prezintă sub formă de cristale prismatice alungite sau scurte, cu terminaţii piramidale; uneori, cristalele apar în forme cu habitus izometric;

— fragmente de cristale; la unele dintre aceste fragmente se observă feţele de prismă şi una din terminaţii, cealaltă fiind spartă; la altele, cristalele prismatice sînt sparte la ambele capete;

— cristale cu feţe terminale rotunjite;

— granule semirotunjite pînă la perfect rotunjite, la care nu se mai recunosc urme de feţe cristalografice.

Culoarea turmalinelor variază mult, atît de la cristal la cristal, cît şi în cazul aceluiaşi cristal sau granul. În general, predomină varietăţile brune cu treceri spre galben sau spre brun-negru. Deci apar mai mult turmaline feromagneziene din grupa dravitului şi schorlitului, mai rar granule de turmalină albastră (indigolit) şi verde (ca varietăţi tot de schorlit). Au fost întîlnite cazuri în care nucleul cristalelor este mai intens colorat în tonuri brune sau brune-negricioase, iar zonele marginale sînt galbene pînă la brune.

Frecvent, turmalina conţine incluziuni de diferite minerale transparente şi opace care pot fi dispuse fie întîmplător, fie ordonat. Uneori sînt îngrămădite sub forma unei zone centrale, dînd o opacizare acestei zone, alteori, din contră, sînt dispuse într-o zonă externă.

Piroxenii sînt reprezentaţi atît prin cei rombici, cît şi prin cei monoclinici.

Hiperstenul (pl. 7, fig. 104—107; pl. 8. fig. 108—118) este destul de frecvent întîlnit. Apare de regulă într-o gamă variată de aspecte morfologice: de la cristale idiomorfe cu habitus prismatic la granule franjurate sau perfect rotunjite. Au fost întîlnite şi cristale maclate după (101). Este puternic pleocroic: n_g = verde deschis; n_p = roz-brun sau gălbui. Adesea conţine incluziuni fluide sau solide. Incluziunile solide sînt reprezentate atît prin minerale transparente (îndeosebi apatit), cît şi prin minerale opace (magnetit). Mai rar se întîlnesc chiar incluziuni de hipersten formate dintr-o generaţie mai veche.

Trebuie subliniat caracterul proaspăt al acestui mineral şi formele puţin rotunjite.

Augitul (pl. 8, fig. 119—121 şi pl. IX fig. 122 şi fig. 123) se întîlneşte destul de rar în nisipurile din grindurile studiate, în schimb el apare într-o cantitate foarte mare, fiind aproape predominant între mineralele grele, în nisipurile de plajă de la Mangalia şi Vama-Veche. Apare sub formă de cristale în general sparte, cu forme de la colţuroase, uneori franjurate, la semirotunjite. Culoarea este verde-măslinie. Extincţia asimetrică c : n_g = 42°.

Amfibolii sînt reprezentaţi prin foarte multe specii minerale.

Antofilitul (pl. 9, fig. 126) apare fie sub formă de granule prismatice alungite, lipsite de fețe terminale, fie în agregate aciculare cu clivaj bun, paralel cu alungirea. Uneori conține incluziuni dispuse paralel cu clivajul. Este incolor și cu extincția dreaptă. Unele varietăți colorate cu pleocroism în tonuri brune și gălbui denotă prezența *gedritului* (pl. 9, fig. 124 și 125).

În afară de cristalele de antofilit, se întîlnesc cristale de actinot, tremolit, riebeckit, hastingsit și ferrohastingsit și hornblendă comună, toate în diverse nuanțe de verde.

Hornblenda comună (pl. 9, fig. 127—135; pl. 10, fig. 136—144) apare și brun-verzuie, cu pleocroism accentuat. Unghiurile de extincție c : n_g variază între 12 și 22°. Cristalele idiomorfe sînt rare și în general incomplete. Mai frecvent apare combinația dintre fețele (110), (010) și (011) De obicei, cristalele sînt rotunjite la capete sau fragmentate. Se observă toate formele de trecere pînă la cristale perfect rotunjite. Clivajul este bun, longitudinal față de alungirea granulelor. Frecvent apar spărturi transversale. Conține incluziuni foarte variate din punct de vedere al compoziției mineralogice. În granulele de hornblendă mai des s-a întîlnit apatit și magnetit. În unele granule de actinot s-au întîlnit incluziuni de rutil.

Hornblenda bazaltică (pl. 10, fig. 145) este mai rar întîlnită. Are aceleași caractere morfologice ca și hornblenda comună. Culoarea este brună-negricioasă pînă la brun-roșcată. Pleocroism puternic : n_g = brun închis, roșu-brun ; n_p = galben-brun sau brun deschis. Conține uneori incluziuni de minerale opace și de apatit.

Tremolitul (pl. 10, fig. 148 și 149) apare destul de rar sub formă de cristale idiomorfe rezultate din combinația formelor de : (100), (110), (010) și (011). Interesantă este o maclă prin hemitropie normală, avînd ca plan de asociere fața (100). De regulă apare sub formă de cristale prismatice, uneori cu aspect aciular. E incolor, extincția asimetrică cu c : n_g = 16—19°. Prezintă incluziuni de minerale opace ; uneori alterații.

Riebeckitul (pl. 10 fig. 151—155) a fost întîlnit sub formă de granule prismatice rotunjite sau colțuroase, mai frecvent în Insula Lupilor și mai rar în grindul Chituc propriu-zis. Are un pleocroism caracteristic n_g = verde-galben, pînă la verde închis, n = albastru. Alungirea e negativă. Clivajul longitudinal este paralel cu alungirea granulelor ; uneori conține incluziuni de minerale opace.

Glaucofanul (pl. 10, fig. 150) a fost întîlnit cu totul sporadic, numai în nisipul din Insula Lupilor. Apare sub formă de granule prismatice, fragmentate și cu început de rotunjire la capete. Prezintă clivaj paralel cu alungirea granulelor. Este caracteristic pleocroismul său în tonuri violacee-albăstrui.

Micele au o răspîndire universală. Cel mai frecvent este întîlnit muscovitul, urmat de biotit. Ele se prezintă sub formă de paiete lipsite de un contur geometric. Paietele de muscovit sînt incolore, iar cele de biotit colorate în diverse tonuri de brun.

Cloritele (pl. 11, fig. 156 și 157) sînt mult mai rar răspîndite decît biotitul, mai ales în grindul Balta Verde și Insula Lupilor. Apar sub formă de paiete cu diverse nuanțe de vedere caracteristic grupului ortocloritelor; sporadic apar și agregate sferolitice de leptoclorite.

Gloritoidul apare foarte rar. A fost întîlnit în probele recoltate din Insula Lupilor. Se prezintă sub formă de granule semirotunjite, avînd culori cenușii-albăstrui și pleocroism evident: n_g = galben-verzui, n_p = = verde-măsliniu.

Oxixii de titan au fost întîlniți sub cele trei varietăți: rutil, anataz și brookit. Cel mai frecvent este întîlnit rutilul, mult mai rar brookitul și cu totul sporadic anatazul.

Rutilul (pl. 11, fig. 158—169; pl. 12, fig. 170—179), are o largă răspîndire și aspecte morfologice foarte variate:

— cristale idiomorfe simple, avînd bine dezvoltate fețele de prismă și de piramidă, care sînt rotunjite;

— cristale maclate în formă de inimă și în genunchi, uneori combinații între cele două macle;

— fragmente de cristale avînd un capăt rotunjit, prisma ușor identificată și celălalt capăt spart;

— granule lipsite de fețe cristalografice, cu grad de rulare foarte variat, de la semicolțuroase la perfect rotunjite.

Rutilul apare într-o gamă variată de culori, trecînd prin tonuri cuprinse între galben-portocaliu și brun-roșcat, uneori chiar negru (nigrinul). Acesta din urmă se întîlnește destul de frecvent în unele probe.

Anatazul a fost întîlnit sporadic, prezentîndu-se sub formă de granule cu relief foarte puternic, de culoare brun-gălbuie și cu contur pseudooctaedric.

Brookitul este ceva mai des întîlnit decît anatazul, însă mult mai rar decît rutilul. Niciodată nu se întîlnesc cristalele idiomorfe în întregime. Este tabular, prezentîndu-se atît sub formă de fragmente de cristale, cît și sub formă de cristale cu terminații rotunjite, mai frecvent granule xenomorfe. Apare colorat în diverse nuanțe de galben. Este biax pozitiv și cu o dispersie puternică a axelor optice.

Casiteritul (pl. 12, fig. 180) a fost întîlnit sporadic, în unele probe din grindul Chituc. Apare sub formă de granule cu grade de rotunjire avansată. S-a întîlnit și o maclă în formă de inimă. Are culoare brună și este pleocroic trecînd la negru-brun.

FRACȚIUNEA GREA OPACĂ

Este reprezentată prin: ilmenit, magnetit, cu totul sporadic cromit și blendă.

Ilmenitul și magnetitul, deși au o răspîndire uniformă, sînt mai răspîndite în grindurile Cosa—Chituc și pe plaja Mangalia—Vama-Veche.

Tot în cadrul fracțiunii grele s-au determinat și numeroase fragmente de roci:

— șisturi cu clorit, zoizit și epidot,

— zoizitite — agregate formate din granule foarte fine de zoizit;

— granule rotunjite de fosfați etc.

FRACŢIUNEA UŞOARĂ

Cuarţul (pl. 13, fig. 181—186) este mineralul cel mai răspîndit şi se prezintă sub formă de granule într-o gamă variată de grade de rulare, între cele colţuroase şi perfect rotunjite. Cele mai frecvente sînt granulele semicolţuroase şi semirotunjite, urmate de cele rotunjite. Gradul de rotunjire variază mult în funcţie de granulometrie. Cu cît granulele au diametrul mai mare (peste 0,20 mm), cu atît şi gradul de rotunjire este mai avansat. Este incolor, cu grade de transparenţă diferită. Unele sînt perfect transparente, altele sînt aproape mate, din cauza proceselor de abraziune. Rar, se întîlnesc granule de cuarţ lipsite de incluziuni. Uneori incluziunile sînt atît de numeroase, încît fac ca unele granule de cuarţ să devină aproape opace, îndeosebi în cazul incluziunilor grafitoase.

Feldspaţii se întîlnesc mult mai rar decît cuarţul. De obicei sînt afectaţi în grade diferite de procesele de transformare. Rar, se întîlnesc granule neatinse de alteraţie. Cele mai proaspete sînt de obicei cristalele de *microclin* (pl. 13, fig. 188 şi 189). S-au întîlnit granule de ortoză, microclin şi plagioclazi. Sînt de semnalat unele granule proaspete de plagioclazi, cu contururi idiomorfe prismatice, zonate şi cu macle polisintetice (pl. 13, fig. 190—195).

Calcedonia apare sub formă de granule sferice cu structură radiară. Unele agregate radiare de calcedonie ar putea fi rezultate în urma remanierii unor spiculi silicioşi.

Opalul (pl. 13, fig. 187) se prezintă sub formă de granule rotunjite de culoare galbenă-brună, cu relief negativ.

Gipsul a fost întîlnit destul de rar sub formă de cristale idiomorfe incolore, prezentînd relief negativ.

În cadrul fracţiunei uşoare s-au determinat şi numeroase fragmente de roci:

— şisturi verzi de tip dobrogean;
— şisturi cristaline epimezometamorfice;
— granite cu microclin pertit şi şisturi roşii tip Carapelit.

Amintim şi unele fragmente de calcare, care însă în timpul tratării cu acid clorhidric au fost distruse, împreună cu detritusul de cochilii.

În unele probe au fost întîlnite diatomee, silicoflagelate şi spiculi de spongieri de tip monoaxon, proveniţi din remanierea unor roci silicioase.

CONCLUZII PETROGENETICE

În urma analizelor granulometrice s-au construit diagrame circulare (pl. 14) reprezentînd conţinutul total al probei (nisip, detritus organogen, fracţiune şi suspensie) şi raportul între fracţiunea grea şi fracţiunea uşoară. În general, aspectul diagramelor este acelaşi. Predomină fracţiunea 0,20—0,32 mm, cu unele anomalii. În timp ce pentru grindul

Chituc aceste anomalii se datoresc prezenţei uneori în cantitate mare a detritusului organogen, cele din grindurile interioare se datoresc uneori înnămolirii nisipului ca rezultat al revărsării prin ridicarea nivelului apelor la viituri.

În timp ce fracţiunile fine cuprinse între 0,06 şi 0,20 mm sînt alcătuite în majoritate din minerale grele, fracţiunea 0,20—0,32 este alcătuită din minerale uşoare. De aici şi diferenţa de culoare dintre fracţiunile granulometrice : cele mai mari sînt albicioase cele fine roşii, cu nuanţe brune sau negre.

Alura curbelor cumulative (pl. 15—19) şi valorile coeficienţilor de sortare arată că sîntem în prezenţa unui nisip fin, cu o sortare foarte bună, de unde se poate trage concluzia că sîntem în prezenţa unor nisipuri de plajă, la care sortarea se datoreşte în cea mai mare parte acţiunii valurilor.

Analiza comparativă a mineralelor grele din nisipurile de pe grindurile din zona complexului lagunar Razelm — Sinoe cu nisipurile din grindul. Sărăturile şi cele de la Mangalia şi Vama-Veche scot în evidenţă existenţa a trei provincii petrogenetice sedimentare :

1) *Provincia nordică (dunăreană)*, reprezentată prin nisipurile care încep din dreptul braţului Sf. Gheorghe şi se continuă în vest şi sud prin grindurile Cosa şi Chituc. Asociaţia caracteristică acestei prinvicii este : granat + disten + staurolit + sillimanit + zircon hipersten + hornblendă bazaltică.

Mineralele grele întîlnite provin îndeosebi din aluviunile aduse de Dunăre. Se recunoaşte atît influenţa materialului adus de apele ce brăzdează Carpaţii Meridionali (granaţii, distenul, sillimanitul, staurolitul), cît şi a celui adus de apele ce traversează Carpaţii Orientali, îndeosebi prin hipersten, hornblendă bazaltică etc.

2) *Provincia sudică (balcanică)*. Această provincie se caracterizează prin asociaţia : augit + epidot + zoizit + hornblendă.

Cum această asociaţie mineralogică este net deosebită de cea din provincia din nord, însă prezintă o identitate perfectă cu asociaţiile din nisipurile de pe plaja de la Burgaz, din R. P. Bulgaria, am tras concluzia că nisipul de la Mangalia şi Vama-Veche este rezultatul prelucrării unor aluviuni aduse de rîul Burgaz şi care fiind preluate de curentul litoral sudic, din golful Kaliakra, ajunge la un moment dat să interfereze cu curentul nordic, iar ca rezultat să apară pe litoralul românesc depozite a căror origine este balcanică.

3) *Provincia centrală (dobrogeană)* este reprezentată prin nisipurile de pe grindurile Insula Lupilor şi Balta Verde.

În această provincie asociaţia caracteristică este reprezentată prin hornblendă + epidot + zoizit + riebeckit + glaucofan + astrofilit + cloritoid, minerale a căror origine este dobrogeană. La aceste minerale se adaugă şi cele din provincia nordică, însă în cantitate mai mică.

În încheiere, menţionăm că în nisipurile de plaje de pe litoralul românesc se semnalează pentru prima dată existenţa a numeroase specii minerale necunoscute în depozitele aluvionare din ţară şi din Dobrogea, pe de o parte, iar pe de alta, pe baza asociaţiilor caracteristice de minerale grele, se stabileşte existenţa a trei provincii petrogenetice sedimentare.

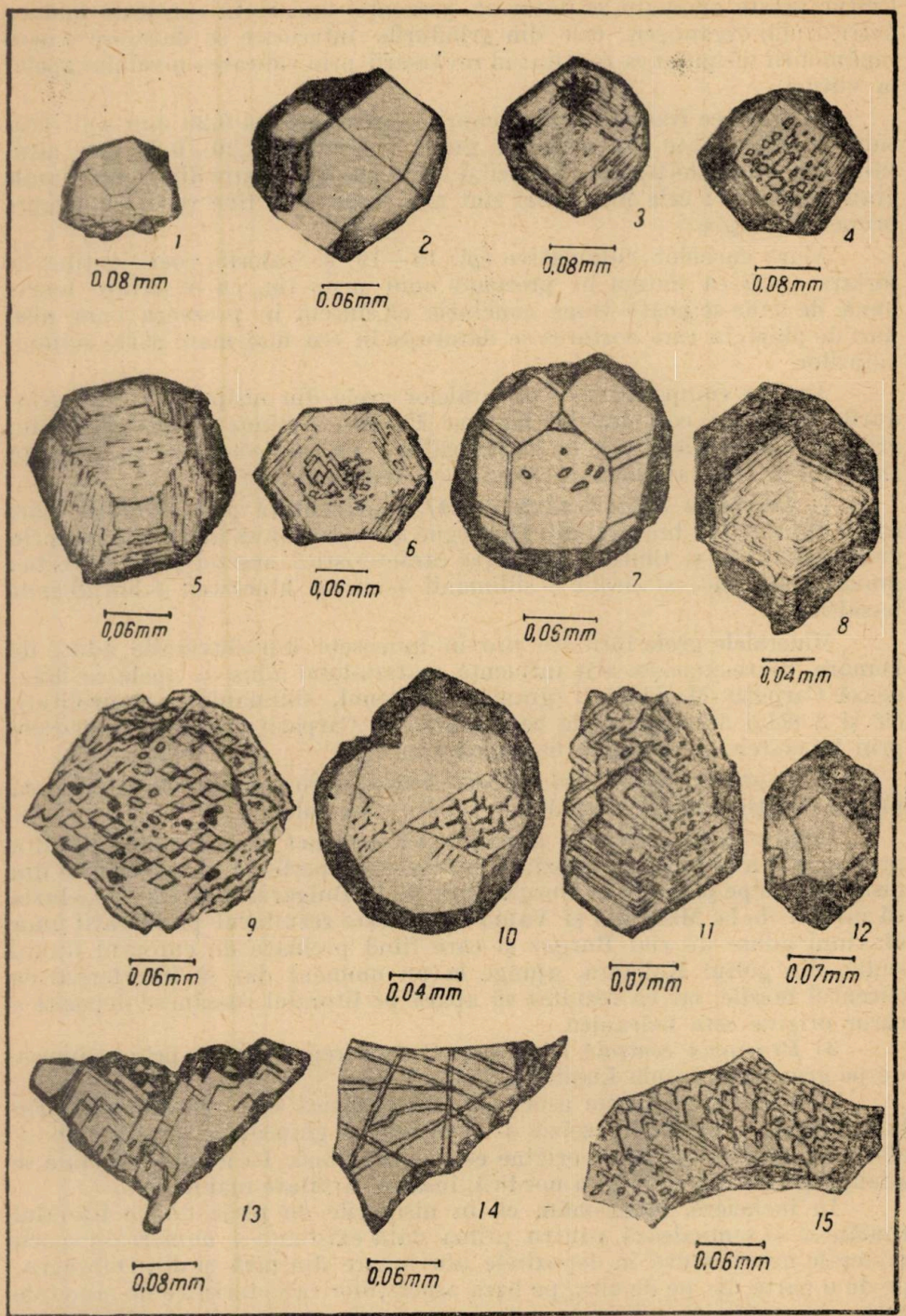


Fig. 1-15. — Granați.

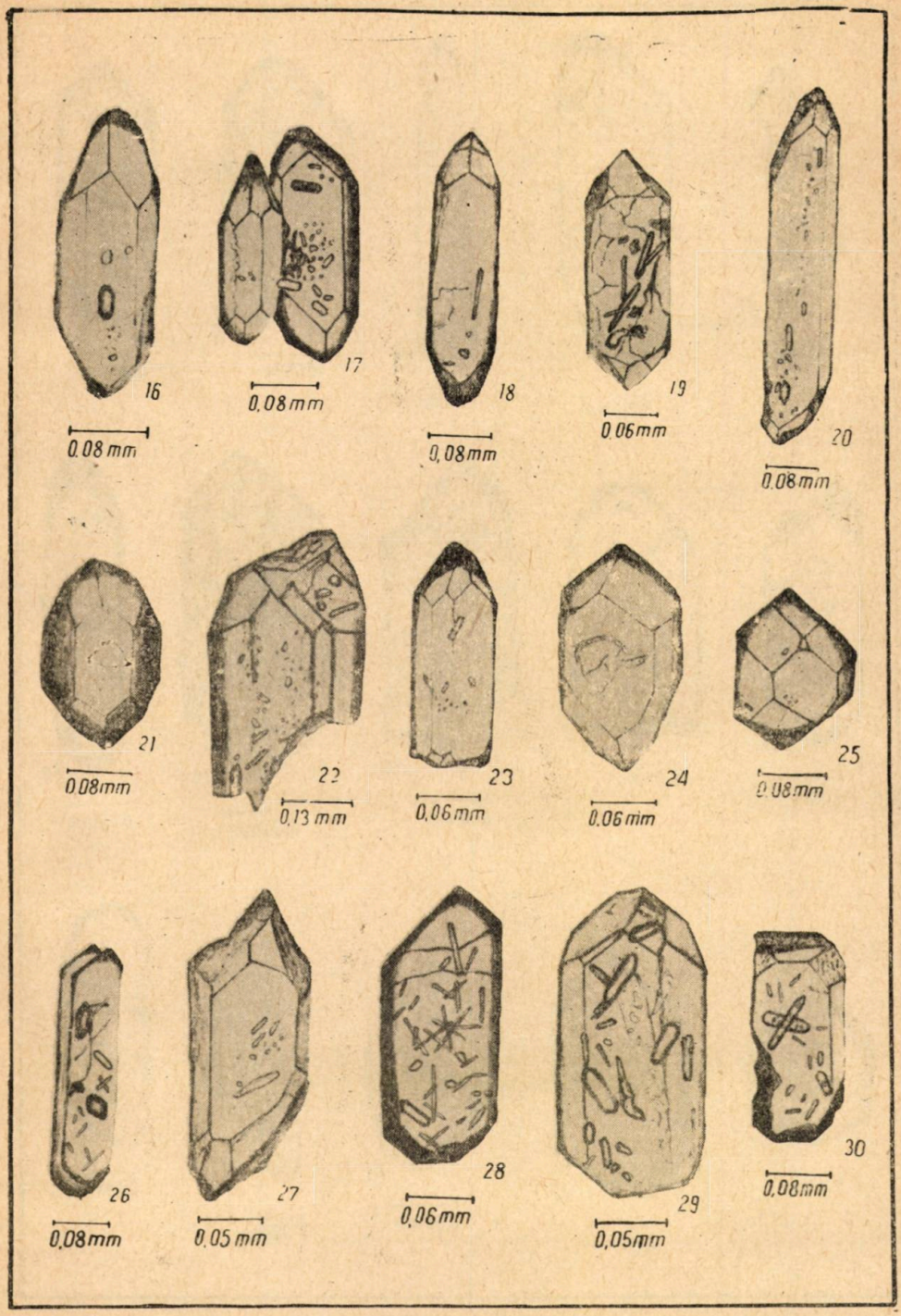


Fig. 16-30. — Zircon.

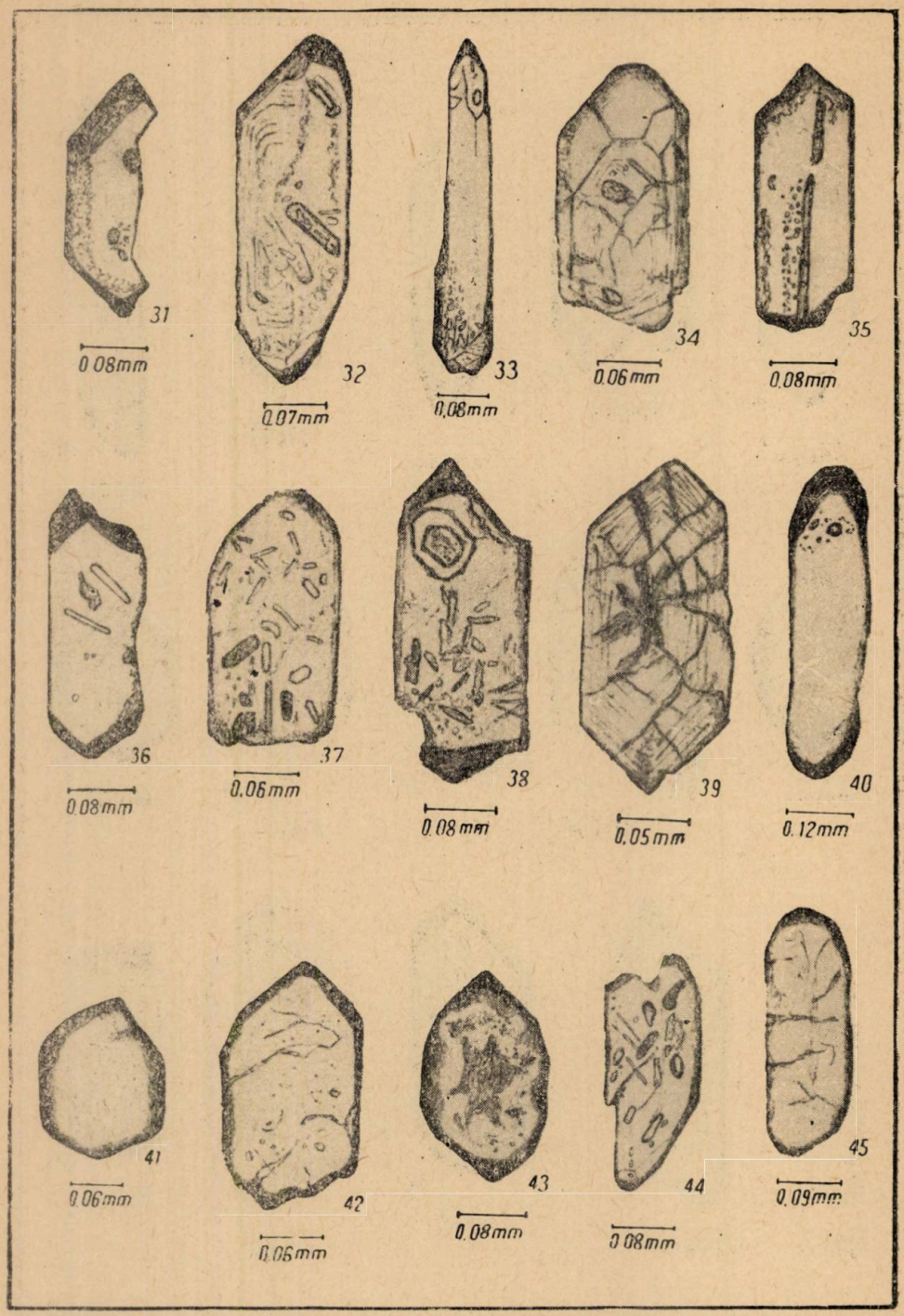


Fig. 31-45. — Zircon.

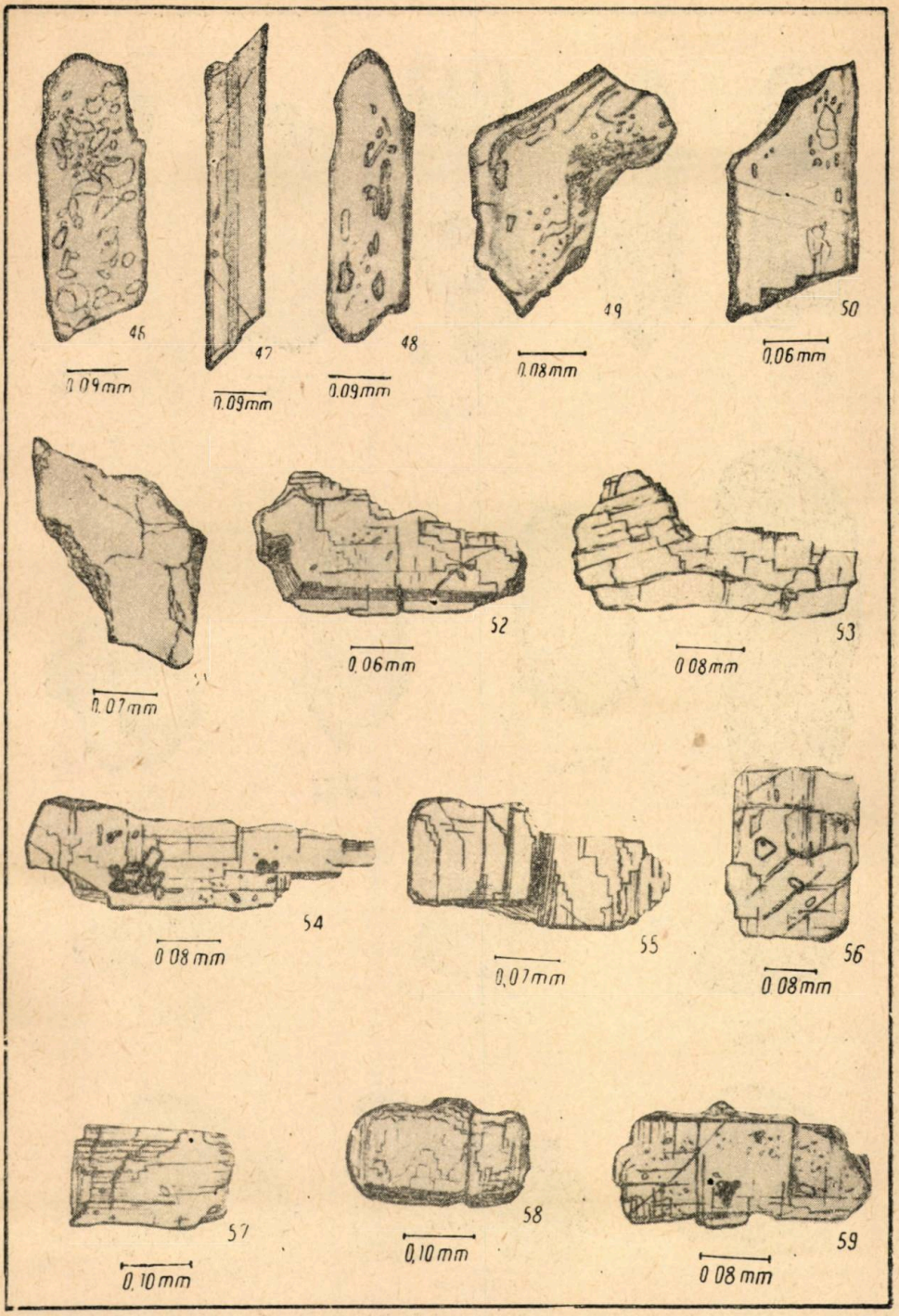


Fig. 46-51.—Zircon. Fig. 52-59.—Disten.

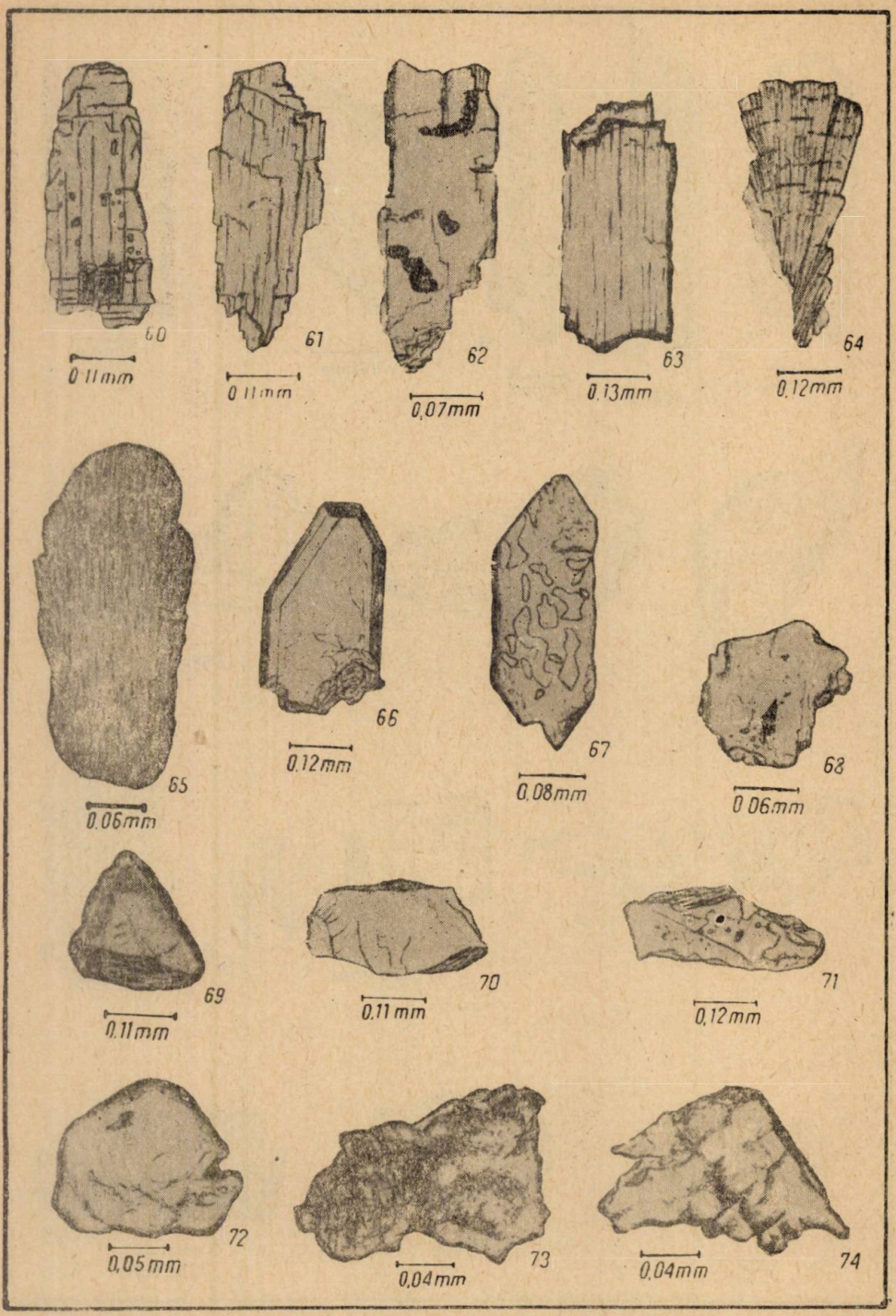


Fig. 60 — Disten. Fig. 60-65. — Sillimanit. Fig. 66-71. — Staurolit. Fig. 72-74. — Titanit.

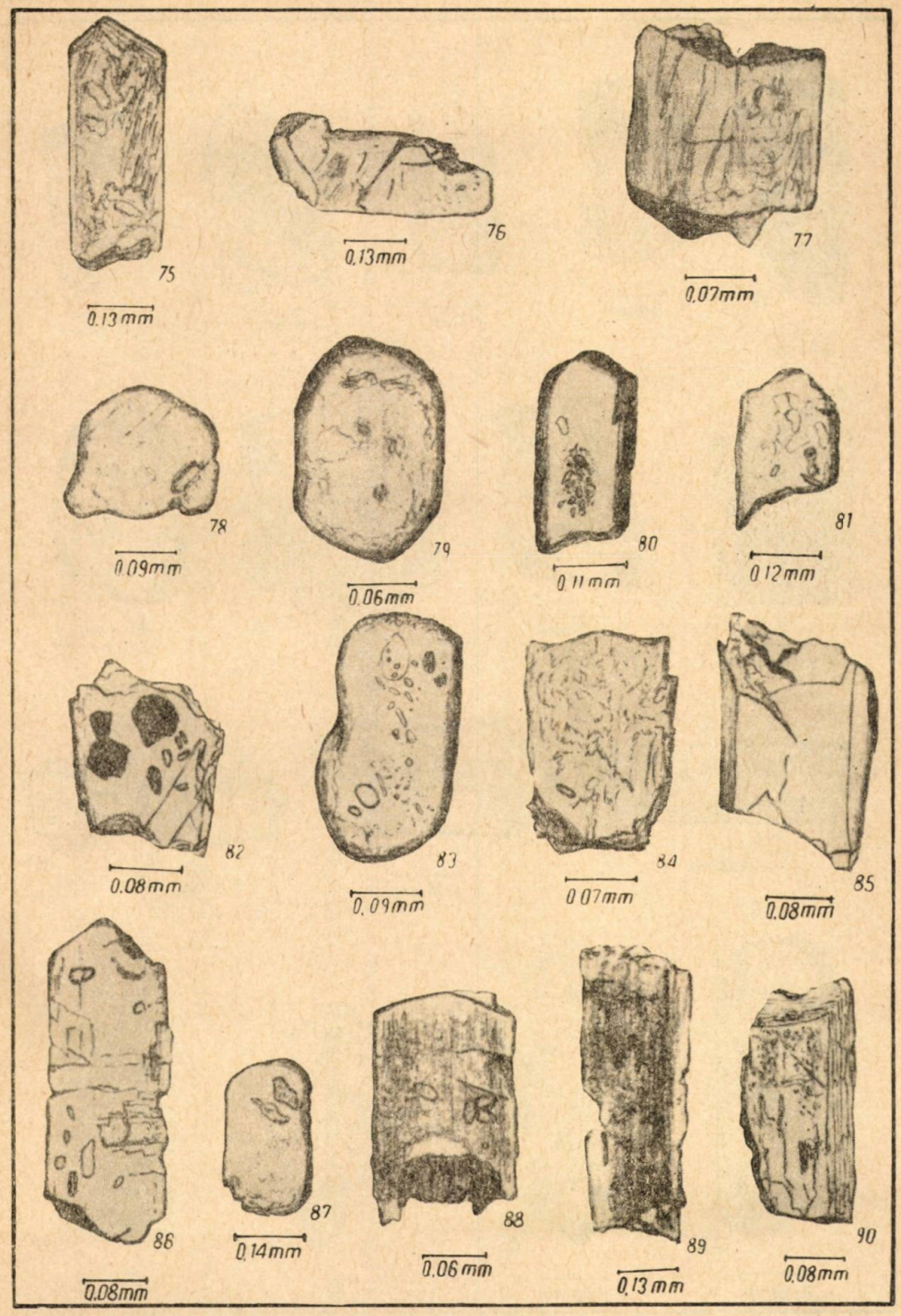


Fig. 75-80. — Epidot. Fig. 81-85. — Zoizit. Fig. 86 și 87. — Clinozoizit. Fig. 88-90. — Astrofilit.

Fig. 91-103. — Turmalină. Fig. 104-107. — Hipersten.

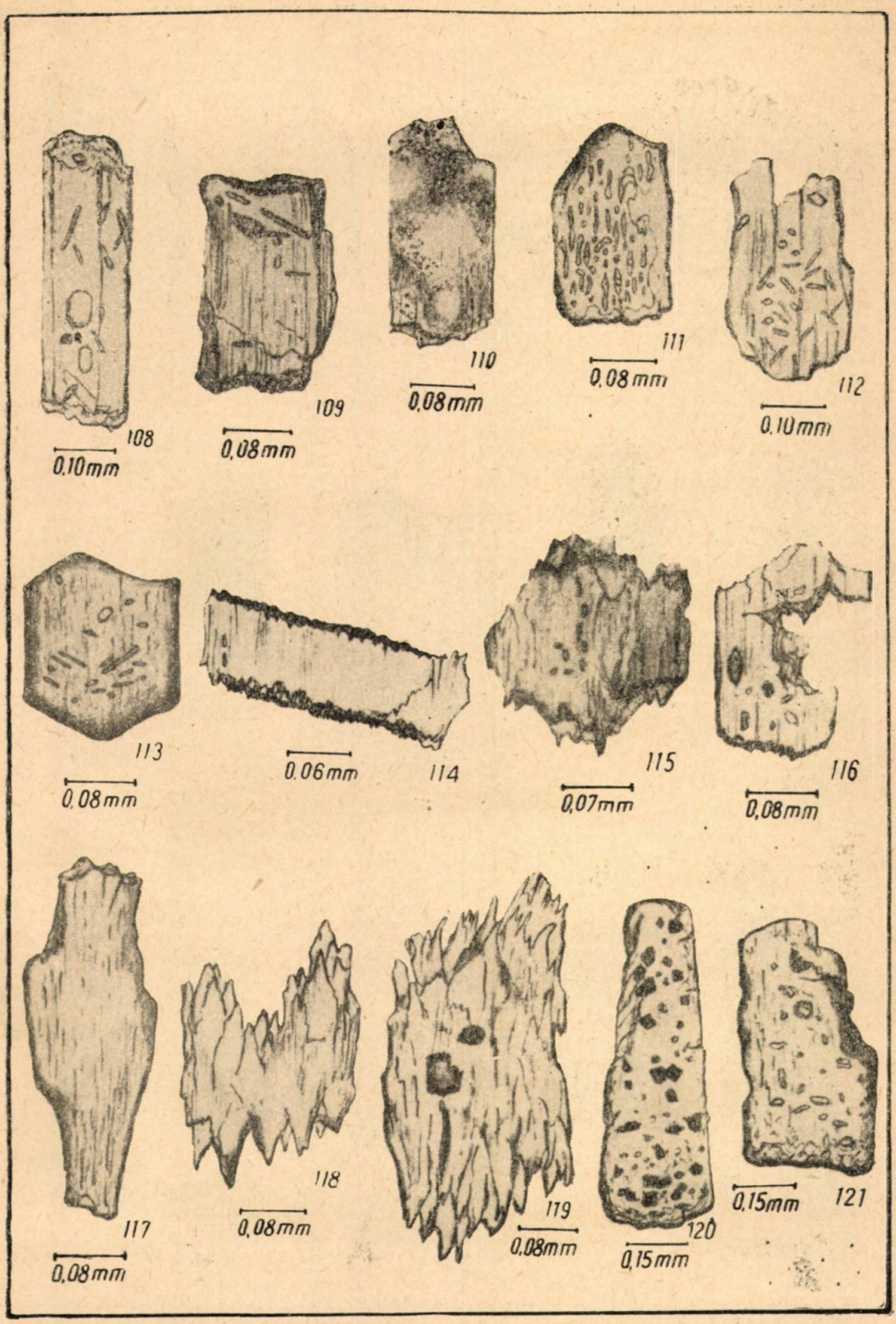


Fig. 108-118. — Hipersten. Fig. 119-121. — Augit.

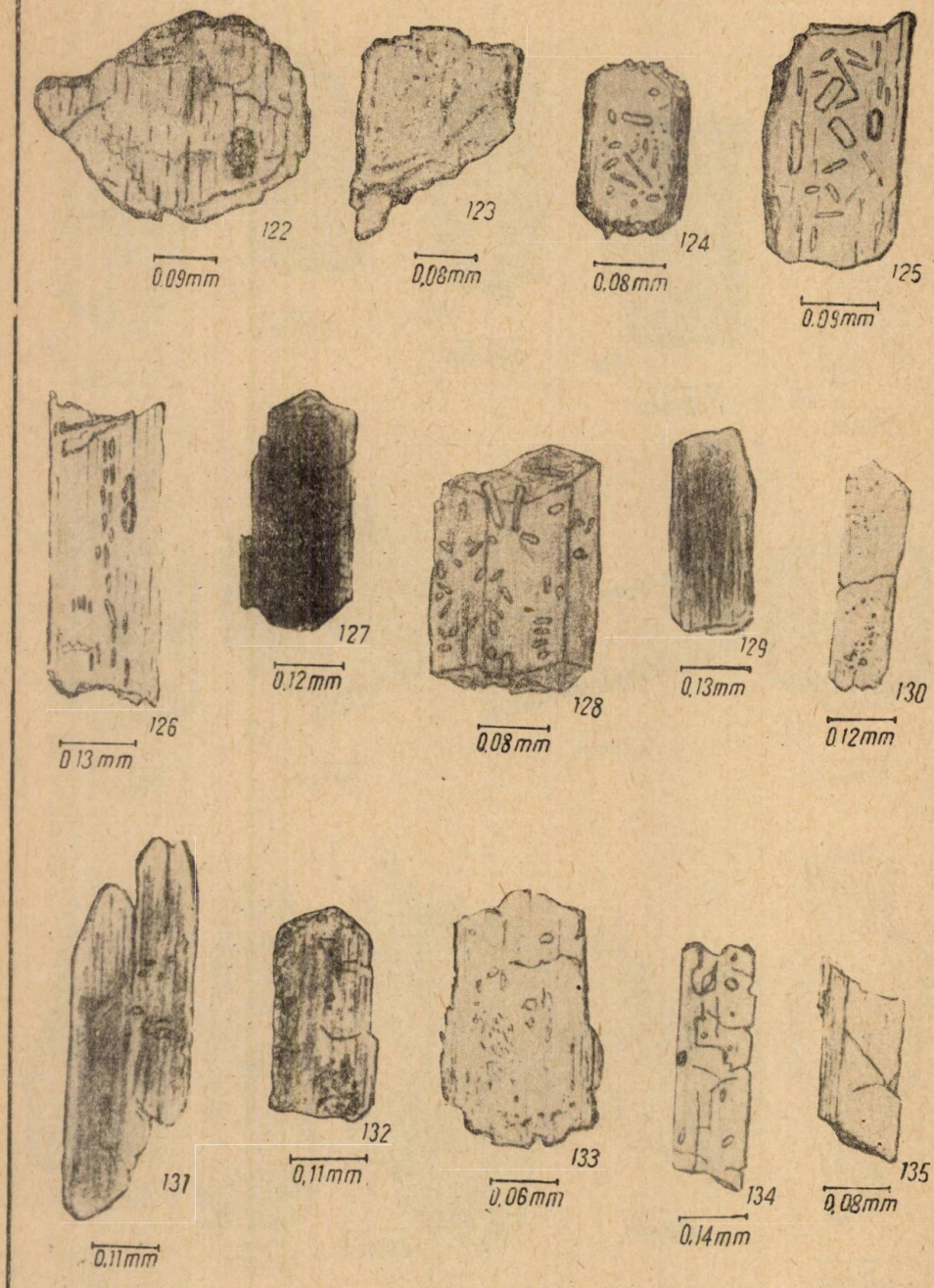


Fig. 122 și 123. — Augit. Fig. 124 și 125. — Gedrit. Fig. 126. — Antofilit. Fig. 127-135. — Hornblendă comună.

Fig. 136-144. — Hornblendă comună. Fig. 145. — Hornblendă bazaltică. Fig. 146 și 147. — Actinot. Fig. 148 și 149. — Tremolit. Fig. 150. — Glaucofan. Fig. 151-155. — Riebeckit.

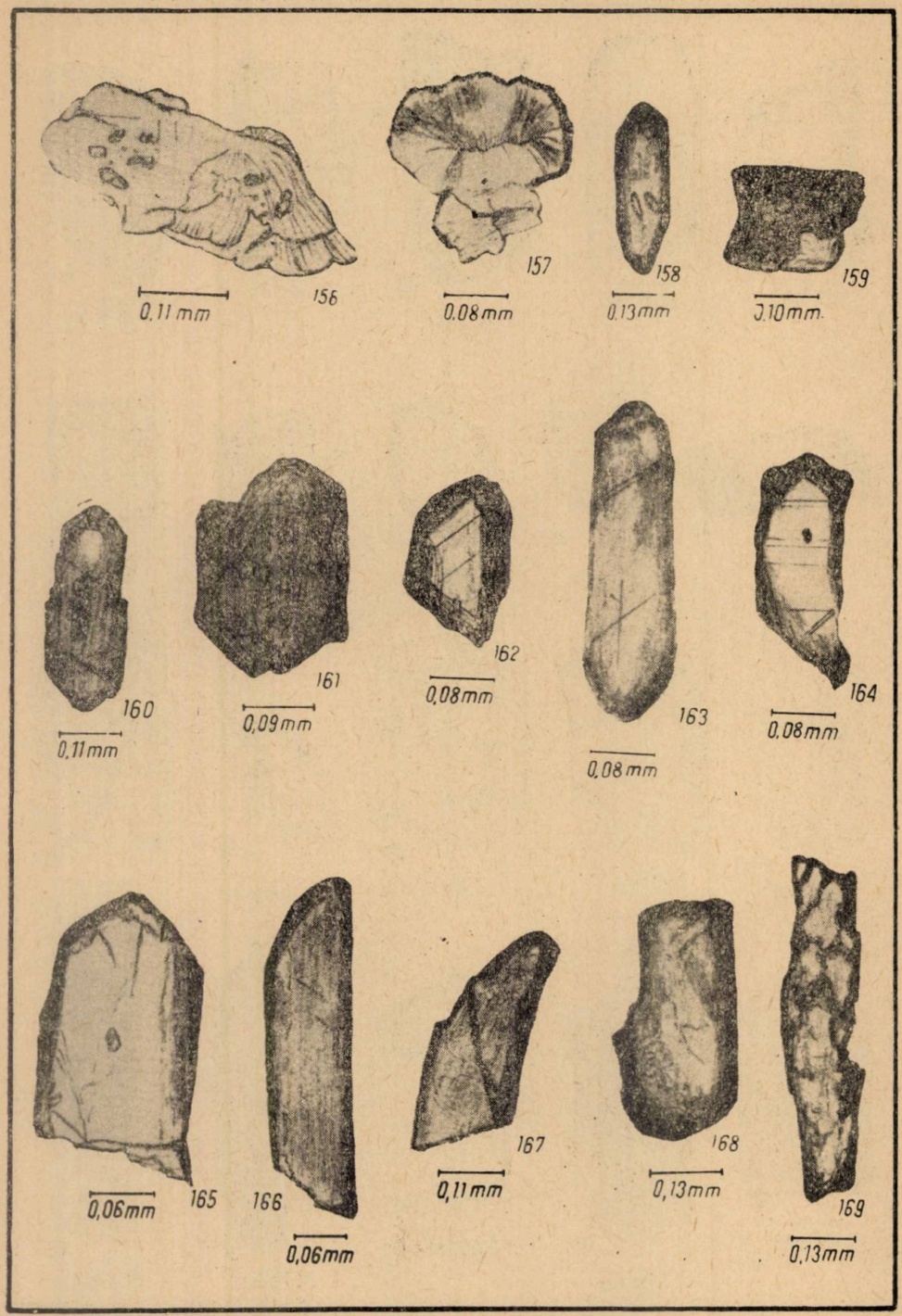


Fig. 156 și 157. — Clorit. Fig. 158-169. — Rutil.

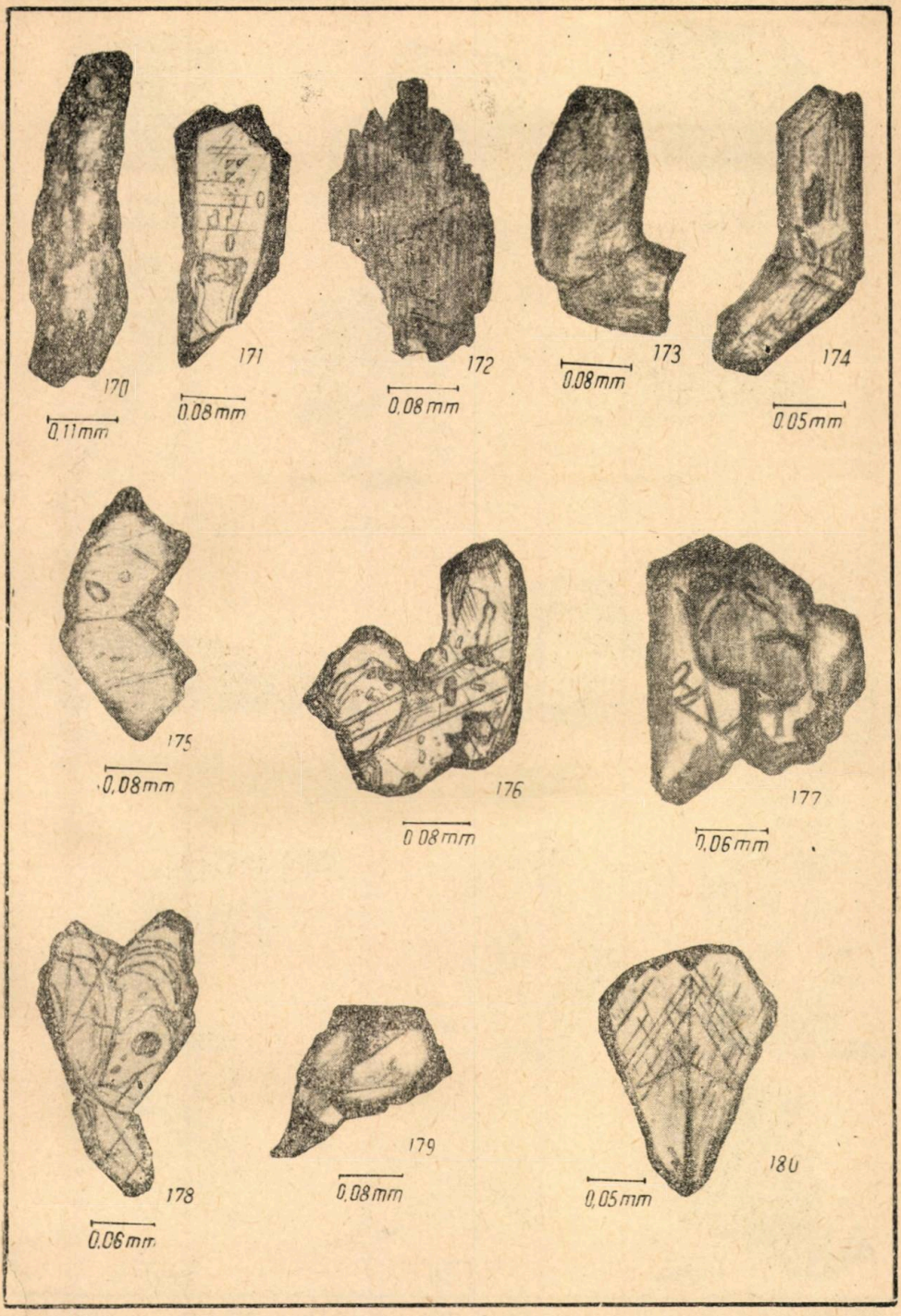


Fig. 170-179. — Rutil. Fig. 180. — Casiterit.

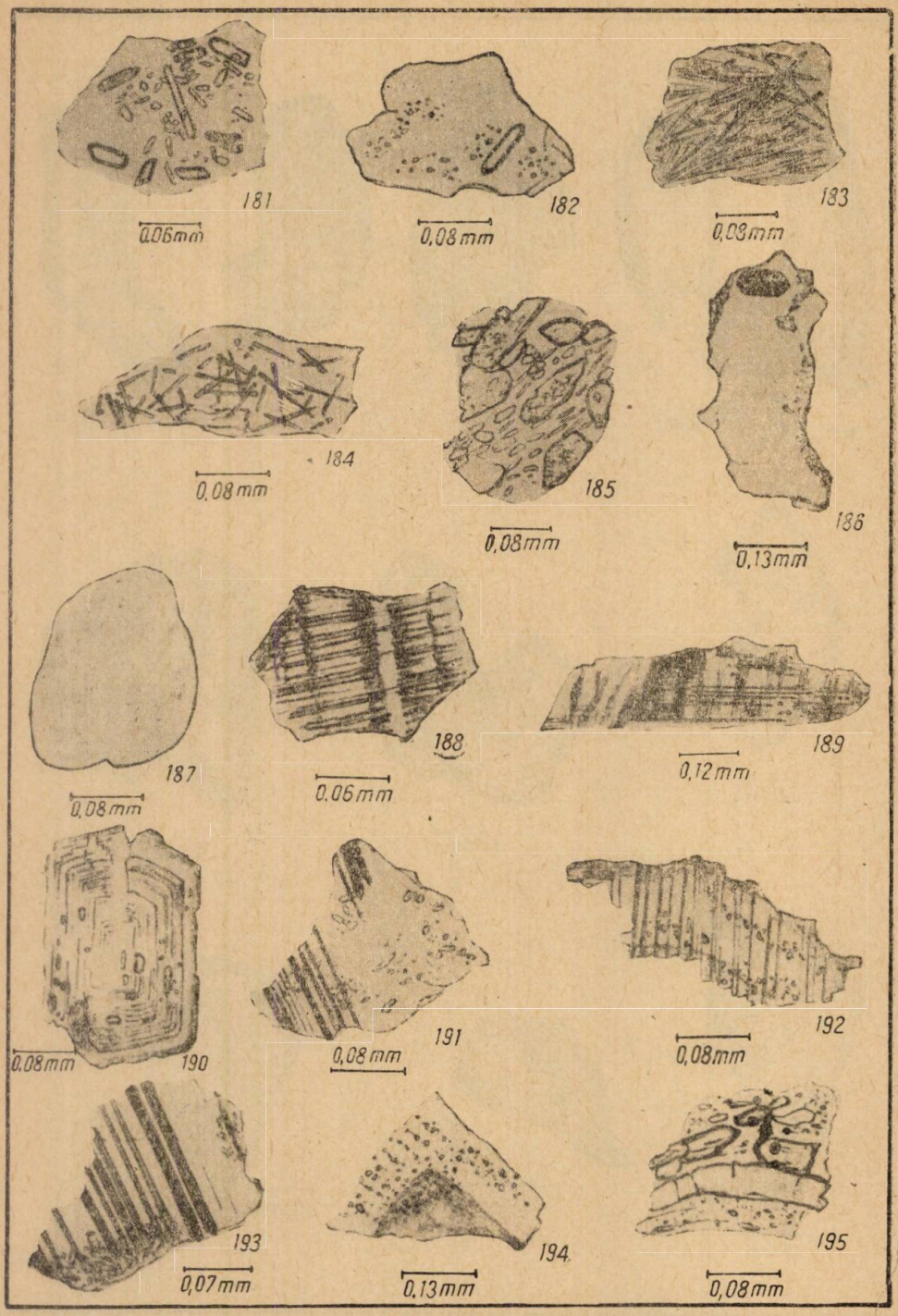
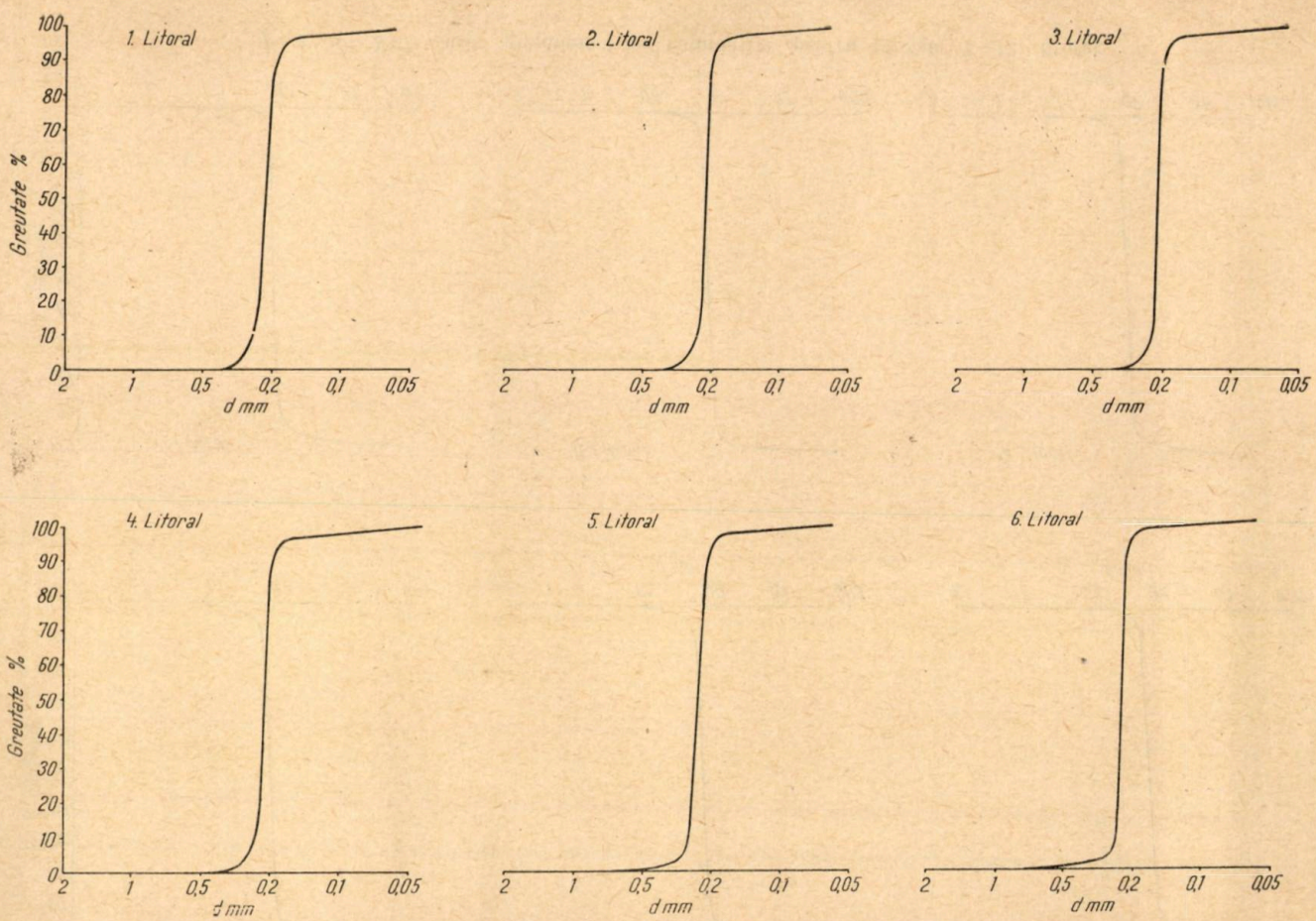
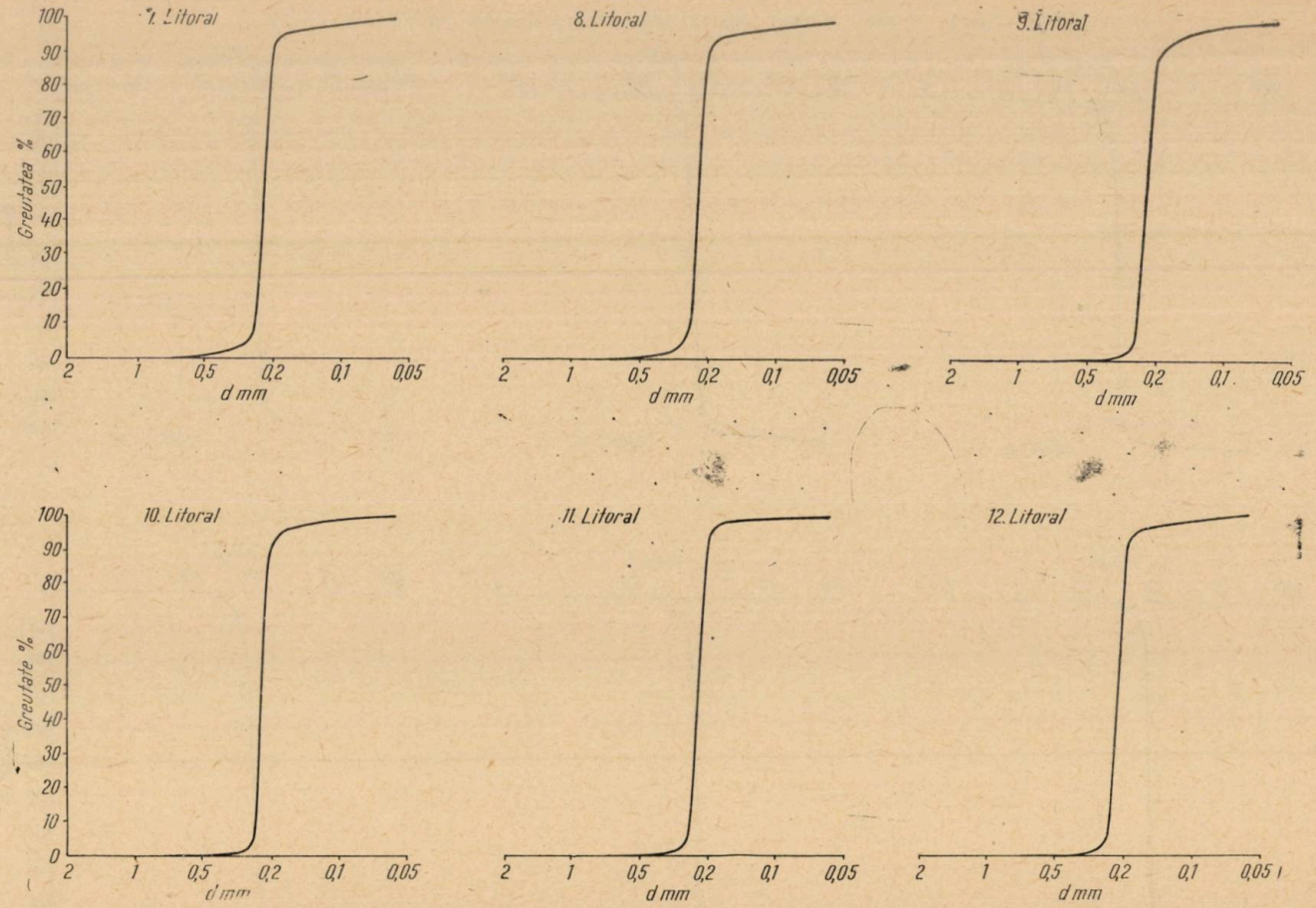


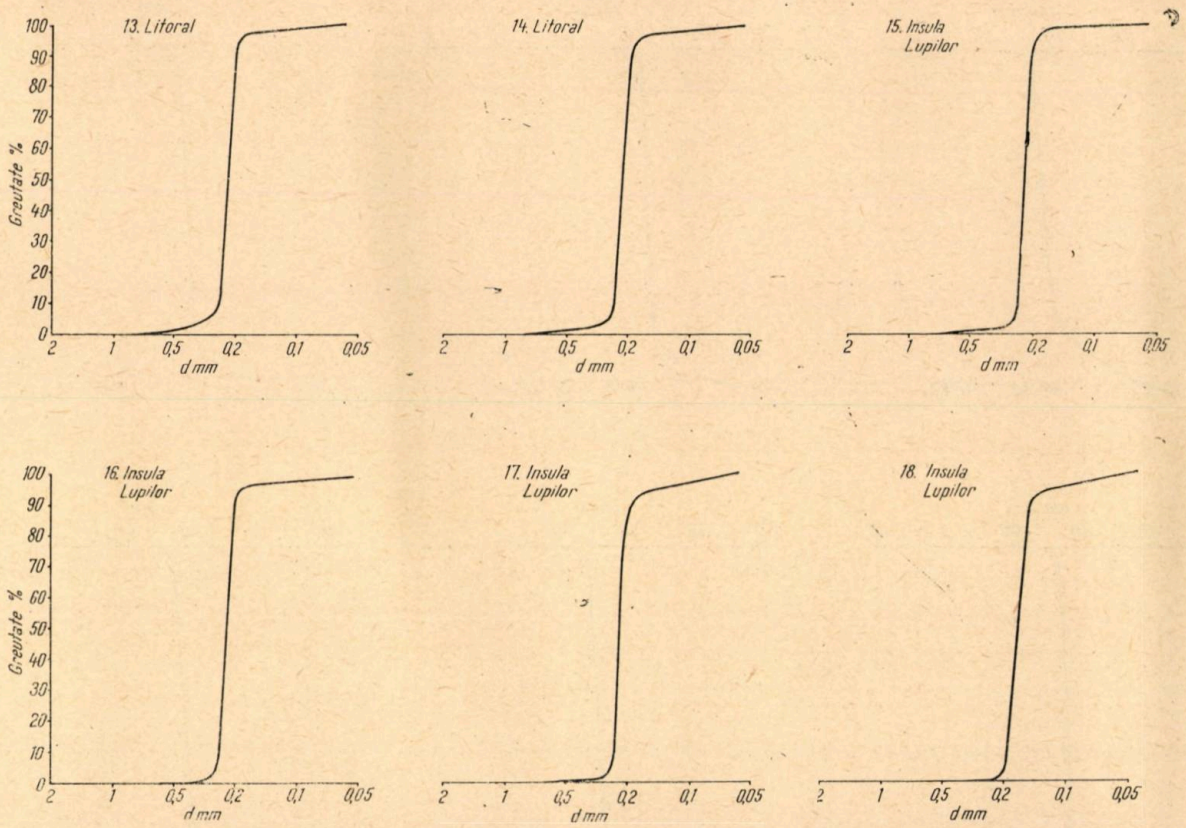
Fig. 181-186. — Cuarț. Fig. 187. — Opal. Fig. 188 și 189. — Microclin. Fig. 190-195. — Feldspat plagioclaz.



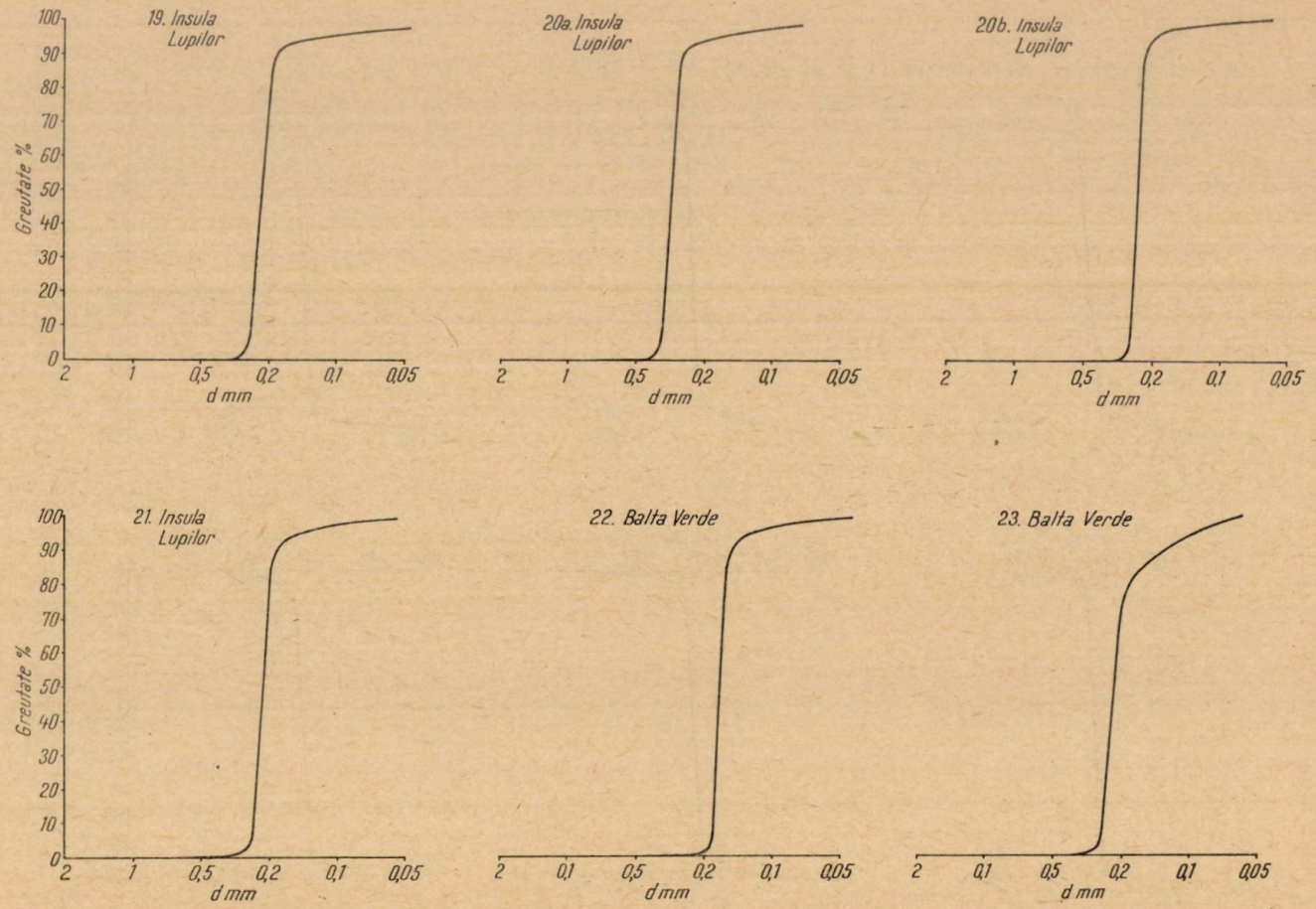
PLANȘA XV. Curbe granulometrice cumulative pentru probele 1 – 6, litoral.



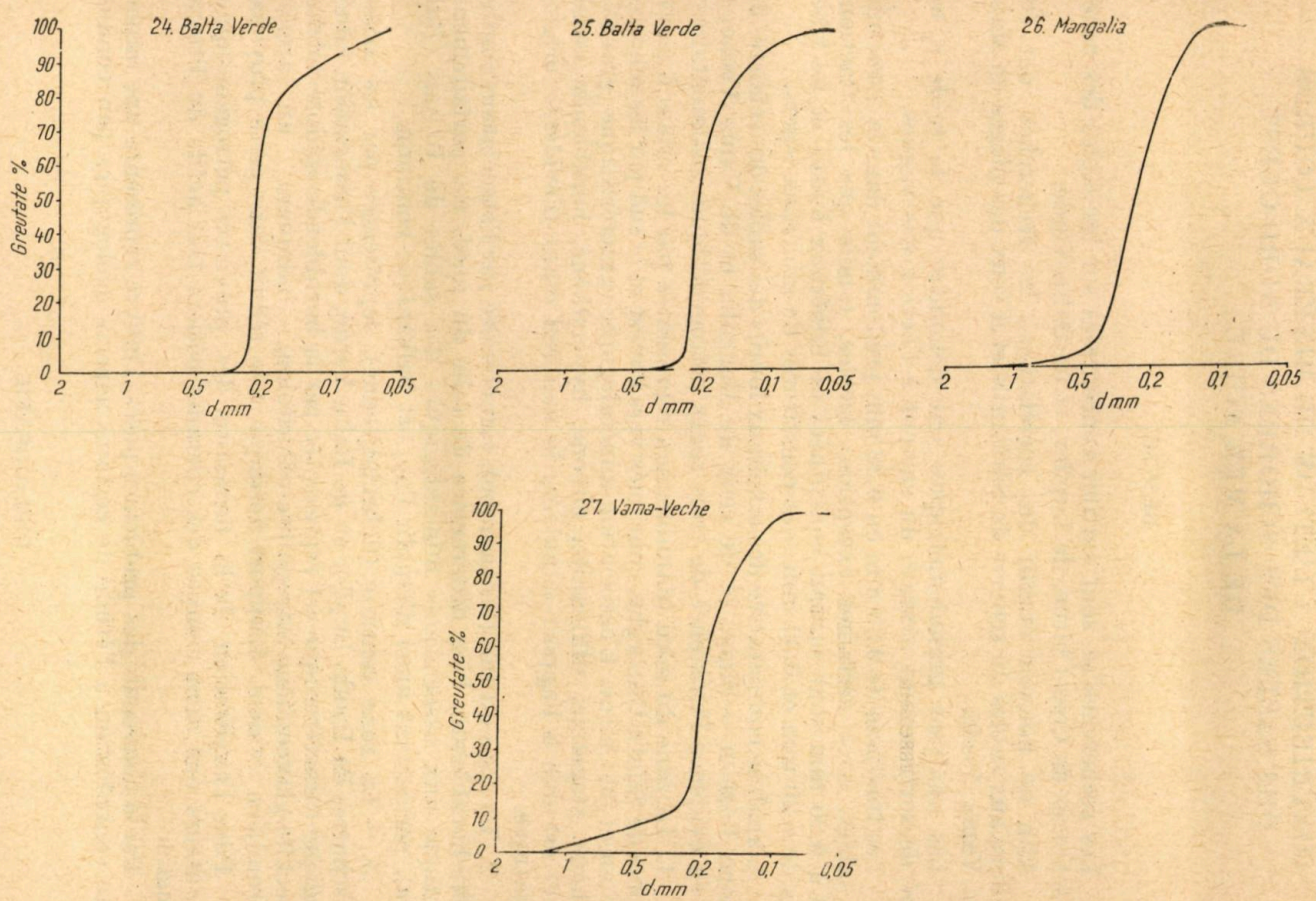
PLANȘA XVI. Curbe granulometrice cumulative pentru probele 7—12, litoral.



PLANȘA XVII. Curbe granulometrice cumulative pentru probele 13 și 14, litoral și 15—18, Insula Lupilor.



PLANȘA XVIII. Curbe granulometrice cumulative pentru probele : 19—21, Insula Lupilor, 22—23, Balta Verde.



PLANȘA XIX Curbe granulometrice cumulative pentru probele: 24 și 25, Balta Verde, 26 Mangalia și 27 Vama-Veche.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE MINÉRAUX LOURDS DES SABLES DES SCHORRES DU NORD-OUEST DE LA MER NOIRE

RÉSUMÉ

Les recherches se sont surtout concentrées sur les sables des zones des schorres de Cosa-Chituc, de Lupilor, et de Balta Verde.

Afin de pouvoir établir des corrélations, les recherches ont été étendues aux sables du schorre de Sărăturile et à ceux des plages de Mangalia-Vama Veche.

Les analyses granulométriques ont démontré que le sable a un degré de sortissement avancé, dû surtout à l'action des vagues.

Les fractions de 0,20 mm où 0,32 mm prédominent dans la structure des sables, avec certaines exceptions locales, tandis que les fractions 0,06 à 0,20 mm sont surtout constituées de minéraux lourds et les fractions de 0,20 mm et 0,32 mm sont constituées de minéraux légers.

L'analyse comparative des minéraux lourds des sables des schorres de la zone Razelm — Sinoe, et de ceux de Mangalia et de Vama Veche, a mis en évidence l'existence de trois zones pétrogénétiques sédimentaires :

1. La zone du nord (danubienne), représentée par les sables à partir du bras de Sfîntu Gheorghe, continués vers l'ouest et le sud par les schorres de Cosa et de Chituc. L'association minéralogique caractéristique (granate, disthène, starotide, sillimanite, zircone, hypersthène, hornblende basaltique) est due à l'apport danubien, le matériel étant d'évidente origine carpatique.

2. La zone du sud (balkanique), caractérisée par l'association augite-zoizite-hornblende, bien différenciée de celle du nord, est parfaitement identique aux associations minéralogiques des sables de Burgas (Bulgarie), permettant ainsi d'établir l'apport balkanique commun.

3. — La zone centrale (dobroudjéenne), représentée par les sables des schorres de Insula Lupilor et de Balta Verde, dont l'association minéralogique caractéristique est représentée par la hornblende-épidote-zoizite-riebeckite-glaucophène-astrophilite-chloritoide, indiquant un apport dobroudjéen évident. L'apport nordique este réduit dans cette province.

Pour l'explication de la formation des provinces pétrogénétiques. les auteurs ont tenu compte des courants côtiers très actifs du littoral roumain.

Par la nouveauté des problèmes posés, l'œuvre représente une importante contribution à l'étude de certains aspects géologiques peu connus.

BIBLIOGRAFIE

Banu A. C., Rudescu L., *Delta Dunării*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti (1965).

Brătescu C., *Delta Dunării. Geneza şi evoluţia sa morfologică, cronologică*, B.S.R.T., **XII**, (1922) Bucureşti.

Chiriac M. (1960), *Contribuţiuni la studiul petrografic al apţianului din Dobrogea*, An. Com. geol., **XXX**.
Ciocârdel R. (1938), *La evolution generale des eaux de la Mer Noire*, Bul. Soc. rom. geograf., **LVI**, Bucureşti.
Liteanu E., Pricăjan A., Baltac G. (1961), *Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării*, St. cerc. geol., **VI**.
Murgoci G. (1912), *Studii de geografie în Dobrogea de nord*, Bul. Soc. rom. geogr., **XXXIII**.
Murgoci G. (1911—1914), *Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială la rocile paleozoice şi eruptive*, An. Inst. geol. Rom., **V**, fasc. II.

Primit la redacţie
la 3 iulie 1968

Institutul de petrol, gaze şi geologie,
Laboratorul de mineralogie şi petrografie

CONTRIBUȚII LA MINERALOGIA MASIVULUI ALCALIN DE LA DITRĂU

III. REEXAMINAREA TITANITULUI

V. IANOVICI,
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
și JEANA IONESCU

Mineral accesoriu prezent în principalele tipuri de roci ale masivului alcalin de la Ditrău, după frecvență și răspîndire, titanitul contribuie la atribuirea acestei regiuni a caracterului de provincie titaniferă.

Prezența titanitului în complexul rocilor alcaline de la Ditrău a fost semnalată o dată cu primele cercetări geologice asupra regiunii (B. Mauritz, 1909; V. Ianovici, 1933; A. Streckeisen, 1954).

Literatura referitoare la mineralogia masivului descrie caracterele morfologice ale titanului de la Ditrău (V. Ianovici, 1933).

Lipsa datelor chimice din consemnările existente și ubicuitatea titanitului în rocile alcaline de la Ditrău au sugerat reexaminarea acestui mineral.

Cercetările întreprinse asupra titanitului, în general, au avut în vedere stabilirea structurii mineralului și determinarea compoziției chimice a titanitelor din diferite localități de pe glob. (W. A. Deer 1962).

Titanitul este constituit din tetraedre independente de Si-O cu grupe (CaO_7) și (TiO_6). Cei douăzeci de atomi de oxigen pe unitatea de celulă se găsesc în trei tipuri de poziții diferite : între unul din acestea, atomul de oxigen (O_1) nu este legat de gruparea SiO_4 și probabil poate fi înlocuit prin (OH,F) (Zachariasen, 1930, citat după W. A. Deer, 1962).

Th. G. Sahama (1946), făcînd un studiu de detaliu referitor la chimismul acestui mineral în general, atrage atenția asupra faptului că rețeaua titanitului în realitate conține apă (hidroxil) și fluor în cantități

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 53–62, București, 1970

remarcabile, atribuite substituţiei oxigenului (O_1) prin $(OH,F)_1$. Deşi această substituţie conduce la satisfacerea în mai mare măsură a necesităţilor neutralităţii electrostatice, reţeaua mineralului mai păstrează deranjamente de structură.

Luînd în discuţie substituţiile diadohice practic posibile pentru reţeaua cristalină a mineralului, acelaşi autor propune o schemă pentru clasificarea mineralogică a grupului „titanitelor".

Analizele de titanit din literatură, calculate pe baza de 20 (O, OH,F) pentru unitatea de celulă, dau indicaţii asupra substituţiilor diadohice întîlnite în mineralul a cărui formulă ideală justificată este Ca Ti Si O_4 (O,OH) în locul convenţionalei formule Ca Ti Si O_5.

Reţeaua cristalină a titanitului este aptă să încorporeze alţi ioni în locul constituenţilor ideali; calciul poate fi substituit de (Na, TR, Mn, Sr, Ba), titanul poate fi substituit de (Nb,V,(Cr)) iar (OH,F,Cl (?)) substituie oxigenul.

Studiul de faţă îşi propune determinarea compoziţiei chimice a titanitelor din principalele tipuri de roci ale masivului alcalin de la Ditrău şi completarea prezentării mineralului cu spectrele de absorbţie în infraroşu şi diagramele de difracţie cu raze X.

Probe monominerale de titanit, separat din principalele tipuri de roci, au fost analizate chimic, cu ajutorul spectrometrului de absorbţie în IR şi prin difracţie de raze X.

Analizele chimice recalculate pe baza de 20 (O,OH) pentru unitatea de celulă sînt prezentate în tabelul nr. 1.

Din examinarea numerelor de cationi calculate din analizele chimice, se constată variaţii nesemnificative pentru componenţii chimici majori. În schimb, se remarcă unele diferenţe în ceea ce priveşte distribuţia oligoelementelor dozate (Nb, TR).

În rocile nordmarkitice, cantitatea de niobiu acumulată în titanit este dublă în comparaţie cu rocile hornblenditice. Acest fapt este în acord cu tendinţa de concentrare preferenţială a niobului în rocile leucocrate alcaline. Acelaşi sens de variaţie se remarcă pentru acumularea elementelor din grupa pămînturilor rare (TR).

Variaţia conţinutului de apă al titanitelor analizate, deşi este redusă, pare semnificativă şi sugerează corelaţia acesteia cu conţinutul de apă al rocii-gazdă. Condiţiile fizico-chimice participante la formarea rocilor hornblenditice, al căror mineral principal este reprezentat prin amfiboli, au putut favoriza structurarea unui titanit mai bogat în apă (O,OH) în comparaţie cu rocile nordmarkitice, al căror component dominant îl constitue mineralele anhidre (feldspaţi etc.). Această tentativă de interpretare conduce la ideea potrivit căreia chimismul titanitelor din masivul alcalin de la Ditrău a putut fi controlat de chimismul rocii-gazdă.

Interpretarea spectrelor de absorbţie în infraroşu ale titanitelor de la Ditrău şi roentgenogramele lor aduc unele detalii referitoare la structura şi cristalochimia mineralului.

Rolul structural al ionului Ti^{4+} în minerale de titan a fost discutat pe baza cercetării spectrelor IR ale unor compuşi naturali şi artificiali cu titan (P. Tarte, 1960; K. A. Wickersheim şi colab., 1960).

Studiul comparativ al structurii unor silicaţi netitaniferi şi cu conţinuturi crescînde de titan a condus la stabilirea unor particularităţi ale

Tabelul nr. 1

Analize chimice recalculate pe baza de 20 (O, OH)

Oxizi	1	2	3
SiO_2	29,83	29,98	30,00
Al_2O_3	2,51	1,90	2,21
TiO_2	34,65	34,90	35,02
Fe_2O_3	2,14	3,82	2,27
Nb_2O_5	0,11	n.d.	0,36
MgO	—	—	—
CaO	29,00	28,40	28,41
H_2O+	0,90	0,86	0,61
TR_2O_3	0,19	n.d.	0,24
	99,36	99,86	99,12
Numere de ioni pe baza de 20 (O, OH)			
Si	3,922	3,892	3,938
Al	0,377	0,296	0,344
Ti	3,427	3,416	3,461
Fe^{3+}	0,204	0,374	0,219
Nb	0,008	—	0,016
Ca	4,087	3,955	3,993
TR	0,012	—	0,015
OH	0,786	0,780	0,626
greutate specifică	3,522	3,56	3,46

1. Titanit din hornblendit (facies pegmatific), valea Jolotca.
2. Titanit din hornblendit fin cristalizat, valea Jolotca.
3. Titanit din nordmarkit, valea Jolotca.

spectrelor de absorbție în IR, prin apariția în regiunea 650 cm^{-1} a unei benzi de absorbție, care se intensifică pe măsura creșterii conținutului de titan din mineral. De asemenea, au fost observate schimbări importante în profilul benzilor, deosebit de evidente în domeniul 800—1000 cm^{-1} (P. T a r t e, 1960).

Datele de observație îngăduie presupunerea potrivit căreia absența benzii de la aproximativ 650 cm^{-1} în termenii netitaniferi, apariția și intensificarea acesteia pe măsura creșterii conținutului de titan sînt legate de prezența acestui element și trebuie să corespundă vibrațiilor Ti—O într-una din coordinațiile posibile pentru acest cation (TiO_4 sau TiO_6). În principiu, precizarea uneia din cele două posibilități ar putea fi bazată pe considerații teoretice clasice, spectrul IR al unui tetraedru (XO_4) sau al unui octaedru (XO_6) diferind în primul rînd prin numărul și poziția benzilor.

În practică, corelația previziunilor teoretice cu rezultatele experimentale este dificilă și asemenea comparații se realizează pe baza datelor experimentale interpretate statistic, ținînd seama totodată de acțiunea principalilor factori care influențează modurile de vibrație ale grupărilor respective.

În acord cu previziunile teoretice — potrivit cărora frecvența vibrației de valență a unui atom central de sarcină dată este cu atît mai joasă cu cît numărul de coordinație este mai mare, iar pentru un atom

central de sarcină şi coordinaţie determinate frecvenţa grupării considerate este cu atît mai joasă cu cît gruparea este mai liberă în edificiul cristalin —, ionul Ti^{4+} în coordinaţie octaedrică va avea vibraţia caracteristică la o frecvenţă mai joasă decît în coordinaţie tetraedrică, fapt stabilit şi pentru alţi ioni cu sarcini mari (tabel nr. 2).

Tabelul nr. 2

Atom central	Coordinaţie	cm^{-1}
B^{3+}	BO_3	1 400
	BO_4	1 000
Ge^{4+}	GeO_4	900
	GeO_6	700
Ti^{4+}	TiO_4	850
	TiO_6	600

Spectrele de absorbţie în IR ale diferiţilor compuşi cu titan arată cel puţin o bandă de absorbţie intensă în domeniul 600—650 cm^{-1} atribuită grupării TiO_6. Pentru minerale cu structură tip nesosilicaţi această bandă se află la $\sim$ 650 cm^{-1} (P. T a r t e, 1960).

Compusul TiO_6 (anatas, rutil) are un maxim de absorbţie în domeniul 650—700 cm^{-1}, atribuit încatenării tridimensionale a grupării TiO_6. Din exemplele citate rezultă că octaedrele TiO_6 aflate în structuri tridimensionale absorb la frecvenţe superioare aceloraşi grupări „libere" în minerale cu structura insulară. Tabelul nr. 3 cuprinde valori ale frecvenţelor vibraţiilor caracteristice ale unor grupări tetraedrice şi octaedrice în reţea tridimensională şi ca grupări structurale libere (nesostructuri).

Tabelul nr. 3

Gruparea	Frecvenţa ν cm^{-1}	
	reţea tridimensională (tectosilicat)	grupare liberă (nesosilicat)
SiO_4	1 100	900—950
GeO_4	900	700—800
AlO_6	700	600
TiO_4		800—850
TiO_6	650—700	500—600

Dacă aceasta este adevărat pentru exemplele citate, banda de absorbţie puternică observată în spectrul IR al titanitului (565 cm^{-1})poate fi atribuită vibraţiei grupării octaedrice (TiO_6) libere în structura acestui mineral.

În presupunerea că în titanit ar exista Ti^{4+} coordinat numai octaedric, ar urma ca profilul benzilor de absorbţie în IR să nu se modifice notabil în domeniul 800—1 000 cm^{-1}, în comparaţie cu spectrele IR ale mineralelor netitanifere cu structuri asemănătoare (apropiate), cunoscut fiind faptul că alura unui spectru IR este impusă de gruparea tetraedrică, care reprezintă în edificiul cristalin partea cea mai stabilă din punct de vedere energetic.

În realitate, s-a constatat că prezența cantităților crescînde de titan în structura unui mineral este însoțită de lărgirea progresivă a benzilor de absorbție IR, deosebit de evidentă în domeniul 800—1 000 cm^{-1}. Observația constituie un argument pentru acceptarea părerii potrivit căreia Ti^{4+} poate interveni în structură și în coordinație 4, înlocuind Si^{4+} în rețea.

În tabelul nr. 4 sînt indicate cîteva exemple de cationi cu valența ridicată ale căror raze ionice le permit coordonații diferite (cifrele subliniate reprezintă coordonația preferențială).

Tabelul nr. 4

Cation	Raza ionică (Å)	Coordinație
Si^{4+}	0,39	4
Ge^{4+}	0,44	4, 6
Al^{3+}	0,57	4, 6
Ti^{4+}	0,64	4 (?), 6
Fe^{3+}	0,67	4, 6

Titanul aparține elementelor susceptibile de a fi tetracoordinate în raport cu oxigenul, deși coordinația obișnuită a acestui element este 6.

Fiind admisă și stabilită prezența grupării TiO_6 în rețeaua cristalină a titanitului (Zachariasen, 1930, citat după W. A. Deer, 1962), considerăm că nu este exclusă existența, cel puțin parțială, a ionului Ti^{4+} în coordinația tetraedrică, mărimea razei ionice a titanului tetravalent (0,64 Å) neconstituind un obstacol pentru coordinarea tetraedrică a acestui cation.

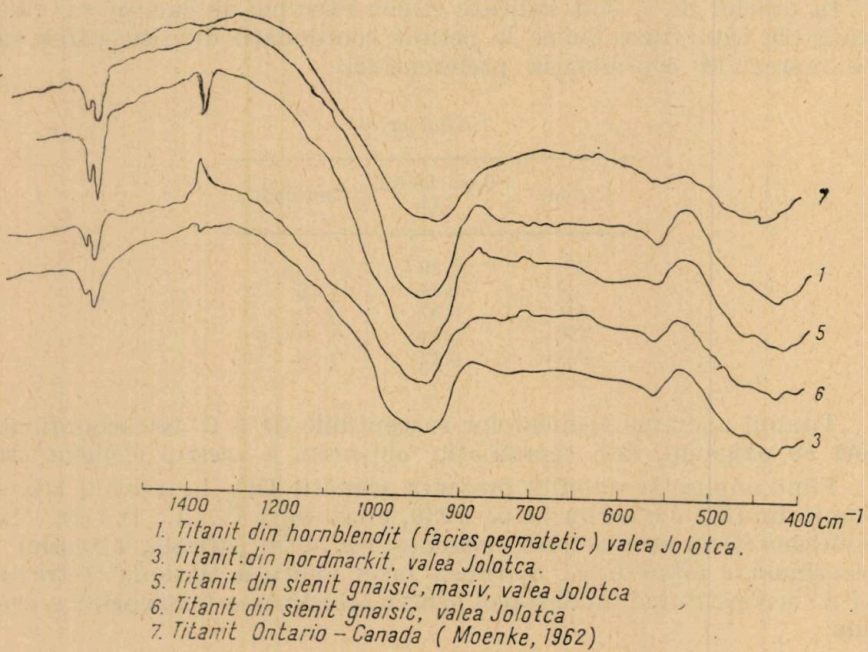
Tabelul nr. 5

Spectrele IR ale titanitului

Denumirea și proveniența mineralului	ν cm^{-1}								
Titanit Ditrău (1)	3 618	3 568	960	900	870	567	500	470	425
Titanit Ditrău (3)			960	900	868	565	500	470	425
Titanit Ditrău (5)	3 618	3 568	950	900	870	560	500	470	425
Titanit Ditrău (6)			960	900	870	560	500	470	425
Titanit Ontario (catalog Moenke) (7)			960		865	570	500	440	415

1. Titanit din hornblendit (facies pegmatitic), valea Jolotca.
3. Titanit din nordmarkit, valea Jolotca.
5. Titanit din sienit gnaisic masiv, valea Jolotca.
6. Titanit din sienit gnaisic, valea Jolotca.
7. Titanit Ontario — Canada (Moenke, 1962).

Tabelul nr. 5 cuprinde frecvenţele benzilor de absorbţie în IR puse în evidenţă pentru titanitele de la Ditrău, comparate cu datele din literatură ale spectrelor IR ale titanitului de la Ontario — Canada (din catalog Moenke). Figura 1 ilustrează spectrele infraroşii ale mineralelor menţionate.



1. Titanit din hornblendit (facies pegmatetic) valea Jolotca.
3. Titanit din nordmarkit, valea Jolotca.
5. Titanit din sienit gnaisic, masiv, valea Jolotca
6. Titanit din sienit gnaisic, valea Jolotca
7. Titanit Ontario – Canada (Moenke, 1962)

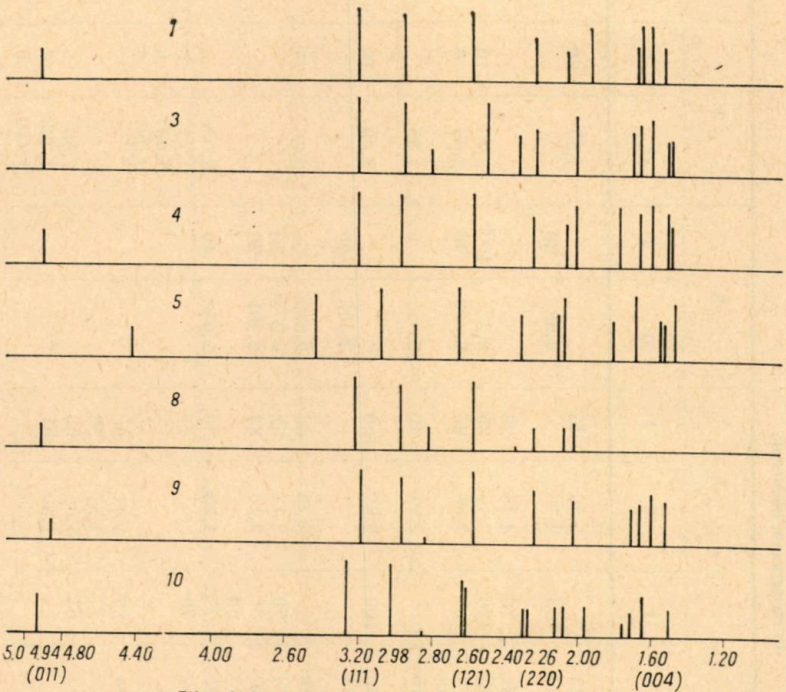
Fig. 1

Spectrul IR al titanitului arată în domeniul 800—1 000 cm^{-1} două maxime de absorbţie cu frecvenţa la 960, respectiv 870 cm^{-1}, cel de-al treilea fiind foarte slab (900 cm^{-1}).

Ansamblul datelor de observaţie desprinse din comparaţia spectrelor de absorbţie în IR ale titanitului cu spectrele altor silicaţi titaniferi sau liberi de titan cu structura asemănătoare nu exclude existenţa simultană a grupărilor octaedrice (TiO_6) şi tetraedrice (TiO_4), primele ca grupări structurale normale, celelalte într-o distribuţie statistică în reţeaua cristalină a titanitului. Totodată, în titanit, ambele grupări se cer considerate grupări „libere", avînd vibraţiile caracteristice la frecvenţe inferioare vibraţiilor grupărilor similare din structurile cristaline cu tetraedre sudate (tectosilicaţi).

Discuţiile purtate în legătură cu conţinutul de apă din titanit (Th. G. S a h a m a , 1946) au sugerat ridicarea spectrului IR în domeniul 3 200—3 700 cm^{-1}. În domeniul menţionat, spectrul IR al titanitului de la Ditrău prezintă la 3 580 cm^{-1} o bandă de absorbţie foarte slabă, iar la 3 610 cm^{-1} una şi mai puţin vizibilă. Din păcate, această porţiune din spectrul IR al titanitului de la Ditrău nu poate fi comparată cu datele de literatură, deoarece astfel de informaţii lipsesc.

Difractogramele titanitelor din rocile alcaline de la Ditrău sînt prezentate în blocdiagrama din figura 2, iar reflexele (hkl) și intensitățile (I) sînt înscrise în tabelul nr. 6, la care s-a adăugat pentru comparație roentgenogramele unor titanite din literatură.



1. Titanit din hornblendit (facies pegmatetic) valea Jolotca.
3. Titanit din nordmarkit, valea Jolotca.
4. Titanit din meladiorit, valea Jolotca.
5. Titanit din sienit gnaisic masiv valea Jolotca.
8. Titanit Ontario-Canada (ASTM 1962)
9. Titanit (Miheev, 1957)
10. Y-Titanit (Miheev, 1957)

Fig. 2

Reflexul (111), al cărui d = 3,23 Å păstrează intensitatea maximă, este comun titanitelor studiate.

În general, difractogramele sînt asemănătoare cu observația că la unele probe se constată o ușoară creștere a numărului de reflexii în domeniul 2,00 — 1,50 Å, care ar putea fi determinate de participarea mai importantă a elementelor pămînturilor rare în rețeaua mineralului.

Această tendință devine mai evidentă în difractograma titanitului provenit din roca nordmarkitică în comparație cu cel din hornblendite. Rămînînd deocamdată o constatare calitativă, remarca se cere argumentată și comparată cu roentgenograme ale titanitelor analizate chimic din alte regiuni de pe glob.

Tabelul nr. 6

Difractogramele titanitului

(hkl)	1		3		4		5		8		9		10	
	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
Oll	5,48		—		5,85		5,22	45			4,87	20	4,97	6
111	4,94	40	4,93	48	4,93	43	4,76		4,93	30			4,71	6
	4,73													
	4,24				4,24	40	4,44	35						
111(002)	3,23	100	3,23	100	3,23	100	3,45	85	3,23	100	3,20	10	3,26	10
202	2,98	92	2,98	97	3,00	100	3,09	95	2,989	90	2,98	9	3,02	6
					2,83							5	2,91	6
200	2,83	30	2,83	34	2,70		2,91	40	2,84	5	2,85			
	2,67													
121	2,61	95			2,60	100	2,67	100			2,59	10	2,63	
002,221			2,53	98	2,44				2,595	90			2,30	4
	2,45												2,19	4
220	2,36	45			2,36		2,33	66	2,362	5	2,26	7	1,98	6
111,132	2,27	66	2,27	65	2,28	70	2,14	62	2,273	30				
	2,22		2,05	80	2,10	61	2,10	83	2,101	20				
	2,10	49			2,05	90								
311	1,97	74	1,74	57	1,81	77	1,83	50	2,058	40	2,05	6		
	1,72	54	1,70	69	1,70	70					1,73	5		
											1,69	6		
	1,69	72									1,63	7	1,65	6
004	1,64	80	1,64	80	1,64	87	1,71	90					1,50	4
	1,57	54	1,55	48	1,55	77	1,57	53						
404	1,52		1,55	50	1,53	61	1,55	53			1,55	6		
							1,50	81			1,488	7		
400											1,410	9	1,42	4

1. Titanit din hornblendit (facies pigmatitic), valea Jolotca; 3. Titanit din nordmarkit, valea Jolotca; 4. Titanit din meladiorit, valea Jolotca; 5. Titanit din sieniți gnaisic masiv, valea Jolotca; 8. Titanit Ontario—Canada (ASTM, 1962). 9. Titanit (V. Miheev, 1957); 10. Y-Titanit (V. Miheev, 1957).

Reexaminarea titanitului de la Ditrău a permis cunoaşterea chimismului acestui mineral, controlat de chimismul rocii-gazdă. Completarea prezentării titanitului de la Ditrău cu spectrele de absorbţie în IR oferă posibilitatea interpretării rolului titanului în reţeaua cristalină a mineralului, sugerînd existenţa simultană a grupărilor octaedrice (TiO_6) şi a celor tetraedrice (TiO_4), primele ca grupări structurale normale, ultimele într-o distribuţie statistică, în reţeaua titanitului.

Deşi interpretarea difractogramelor sugerează unele corelaţii între structura mineralului şi prezenţa unor oligoelemente, comentariul este limitat de disponibilul redus al datelor de comparaţie cu titanite din alte localităţi de pe glob.

CONTRIBUTION À LA MINÉRALOGIE DU MASSIF ALCALIN DE DITRĂU-ROUMANIE

RÉSUMÉ

L'ubiquité de la titanite en tant que minéral accessoire dans les roches du massif alcalin de Ditrău, d'une part, et l'absence de données chimiques dans les observations consignées jusqu'à présent, d'autre part, ont déterminé les auteurs à soumettre ce minéral à un nouvel examen.

Cette étude se propose de présenter le minéral par la voie d'une détermination de la composition chimique des titanites contenues dans les principaux types de roches du massif alcalin de Ditrău, en y ajoutant les spectres d'absorption en infrarouge et les diagrammes de diffraction par rayons X.

Les analyses chimiques effectuées sur la titanite contenue dans les principaux types de roches, recalculées sur la base de 20 (O,OH), indiquent des variations non significatives pour les constituants majeurs ; d'autre part on remarque certaines différences concernant la distribution des oligo-éléments (Nb, TR).

Le contenu en Nb des roches nordmarkétiques est approximativement le double de celui des roches hornblenditiques, et cette constatation correspond à la tendance à une certaine concentration préférentielle du niobium dans les roches leucocrates alcalines.

Bien que peu accusée, la variation de la teneur en eau des titanites analysées suggère la corrélation de cette teneur avec celle de la roche encaissante.

L'ensemble des données d'observation, résultant de la comparaison entre les spectres d'absorption en IR de la titanite et les spectres de certains silicates titanifères et libres de titane à structures semblables, suggère la présence simultanée des groupes octaédriques (TiO_6) et tétraédriques (TiO_4) — les premiers en tant que groupes structuraux normaux, les autres en distribution statistique — dans le réseau cristallin de la titanite. Par ailleurs, dans la titanite les deux groupes doivent être censés « libres », présentant les vibrations caractéristiques pour des fréquences inférieures à celles des vibrations des groupes similaires contenus dans les structures cristallines à tétraèdres soudés.

Les discussions engagées au sujet de la teneur en eau de la titanite ont suggéré l'élévation du spectre IR dans le domaine 3 200—3 700 cm^{-1}, où la titanite présente une bande d'absorption très faible à 3 580 cm^{-1} et une autre encore moins visible à 3 610 cm^{-1}.

En général, les diffractogrammes des titanites contenues dans les roches alcalines de Ditrău se ressemblent, mais avec cette observation que le diagramme de la titanite contenue dans la roche nordmarkétique présente plusieurs lignes dans le domaine de : 2,00 — 1,50. Å

Quoique l'interprétation des diffractogrammes suggère une tentative de corrélation entre la structure du minéral et la présence de certains oligo-éléments, les possibilités de les commenter sont toutefois limitées par le volume réduit des données de comparaison avec d'autres titanites, situées dans d'autres points du globe terrestre.

BIBLIOGRAFIE

Deer W. A. Howie I. Zusman (1962), *Rock forming minerals*, **1.**

Ianovici V. (1963), *Étude sur le massif syenitique de Ditrău, région de Jolotca, district de Ciuc (Transylvanie)*, Rev. Muz. geol. — mineral., Univ. Cuj, **IV**, *2*.

Mauritz B., (1909), *Das Syenit — Massiv von Ditro*, Földt. Közl.

Miheev V. Z. (1957), *Roentgenometriceskii opredeliteli mineralov*, Moscova.

Moenke H. (1962), *Mineralspektren*, Verlag, Berlin.

Sahama Th. G. (1946), *On the chemistry of the mineral titanite*, Compt. rend. Soc. géol.Finlande, 19 Bull. Comm. Géol. Finlande, 138.

Streckeisen A. (1954), *Das Nephelin syenit — Massiv von Ditro (Siebenburgen)*., Schweiz. Min. Petr. Mitt., **1.**

Tarte P. (1960), *Détermination du rôle structural du titane dans certains silicates*, Sil. Ind., **25**, 171.

Wickersheim K. A., Lefevre R. A., Hanking B. M. (1960), *IR absorption Spectrum of the titanium ion in the garnet structure*, I. Chem. Phys., **32**, 271.

* * * (1962), *Index to the x ray powder data file ASTM.*

Primit la redacţie la
5 noiembrie 1969

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

CONSIDERAȚII GEOCHIMICE ȘI GENETICE ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI DE FIER DE LA DELNIȚA (CARPAȚII ORIENTALI) [1]

DE

OR. NICHITA, C. CĂRUNTU, GH. BÂGU și CORNELIA BOTEZ

În această regiune s-au făcut numeroase cercetări, dintre care unele cu referiri asupra structurii geologice (K. M. Paul, 1876; Gh. Bâgu și colab., 1966; I. Rădulescu și colab., 1965—1966), iar altele cu referiri și asupra mineralizațiilor (B. Walter, 1876; M. Savul, 1952; M. Savul și A. Movileanu, 1956; O. Nichita și colab, 1965; Gh. Pitulea, 1964—1965).

În cercetările geochimice asupra sedimentarului triasic, M. Savul admite originea hidrotermală a mineralizației de sideroză de la Delnița (M. Savul și A. Movileanu, 1956).

Originea sedimentară a mineralizațiilor de oxizi a fost susținută de geologii de șantier [2].

Într-o lucrare anterioară (O. Nichita și colab., 1965), în urma studiilor microscopice și a datelor de pe teren, s-au afirmat originea sedimentară pentru carbonații și oxizii de fier, originea hidrotermală pentru mineralizațiile de sulfuri și, subordonat, metasomatică pentru sideroză. Totodată s-a întrevăzut și rolul unor soluții submerse în formarea mineralizației sedimentare.

Pe baza studiilor întreprinse, G. Hristescu și M. Iacobescu [3] împart minereurile în trei grupe, admițînd geneze diferite pentru fiecare grupă:

1 — minereu de fier hidrotermal metasomatic (siderite, ancherite, pirite);

---

[1] Lucrare prezentată la sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, din aprilie 1967.

[2] Bâgu Gh., *Proiect privind lucrările de prospecțiune și explorare ce se vor executa pentru minereuri de fier în șantierul Cîmpulung-Delnița*, ISEM 1964—1965—1966.

[3] Hristescu G., Iacobescu, M., *Raport privind documentarea petrografică și mineralogică a lucrărilor de explorare, executate de IGEX în șantierul Cîmpulung Moldovenesc, sectorul Delnița*, Arh. Com. Stat. Geol., 1966

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 63 — 74, București, 1970

2 — minereu legat de aporturi hidrotermale (sulfuri, pirită);
3 — minereu hipergenetic (oxizi şi hidroxizi de fier).

Datorită lipsei unor argumente genetice clare, zăcămîntul Delniţa este trecut, cu geneza în discuţie, pe harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României (V. Ianovici şi colab., 1966).

În lucrarea de faţă am reluat în studiu aceste mineralizaţii, referindu-ne pe de o parte asupra carbonaţilor de fier, iar pe de altă parte asupra oxizilor şi hidroxizilor de fier, care formează faciesuri minereice bine individualizate şi cu perspective pentru exploatare. De data aceasta, pe lîngă observaţiile microscopice, s-a efectuat un studiu geochimic detaliat.

Probele pentru analiză s-au colectat după profile de sondă. S-au executat astfel o serie de analize chimice pentru carbonaţi [4] şi oxizi (tabelul nr. 1 şi 2), un număr de 114 analize chimice parţiale pentru Fe, Mn, P şi un număr de 11 analize spectrale.

Interpretarea rezultatelor analizelor chimice s-a făcut cu ajutorul diagramelor ternare pentru carbonaţi, a rapoartelor diferitelor elemente (Mn/Fe, P/Ca) şi prin reprezentarea variaţiei conţinutului de elemente pe profil de sondă [5].

VARIAŢIA COMPOZIŢIEI CARBONAŢILOR

Din analizele chimice ale carbonaţilor au fost calculate cantităţile moleculare ale celor patru componenţi principali ($FeCO_3$, $CaCO_3$, $MgCO_3$, $MnCO_3$), care s-au proiectat în diagramele ternare respective (A. N. Winchel, 1956).

Diagrama ternară din figura 1 reliefează existenţa sideritelor şi a dolomitelor ca componenţi principali ai acestei serii carbonatice, iar ca termeni intermediari dolomite ferifere, paraancherite şi ancherite.

La microscop se observă romboedri de dolomit sideritizaţi diferenţiat de la periferie spre mijlocul cristalului. Acest fapt arată substituirea treptată a rocilor dolomitice de către minereul sideritic, fenomen marcat prin zone de trecere de la dolomite la siderite. Structura larg cristalizată a sideritei şi a rocii-gazdă în unele porţiuni şi forma penată a siderozei sînt argumente în favoarea genezei metasomatice.

Din diagrama ternară (fig. 2), se constată că minereul sideritic este alcătuit din mangano-siderite şi din termeni intermediari către sideroplesite.

În procesul de substituire a rocilor dolomito-calcaroase nu a avut loc o separare a Fe de Mn, aflate în stare inferioară de valenţă. Separarea celor două elemente este posibilă în medii oxidante şi în condiţii strict determinate (K. B. Krauskopf, 1956 şi 1957; H. Leep, 1963).

Raportul $Mn : Fe/Fe^{2+} : Fe^{3+}$. În procesele de migrare a elementelor şi de formare a minereurilor de fier şi mangan, relaţiile dintre aceste elemente constituie o problemă actuală, care preocupă diferiţi autori (K. B.

[4] Analiza chimică a fost precedată de analiza DTA.
[5] Analizele din acest foraj au fost efectuate de laboratorul Intreprinderii „Rarău" — Cîmpulung Moldovenesc.

Tabelul nr. 1

Siderite și dolomite

Foraj	Adînc. m	Rez. insol. %	Solubil în HCl (%)				P_2O_5 %	Mn/Fe	Fe^{3+}/Fe^{3+}
			FeO	MnO	CaO	MgO			
24 748	60,70	1,45	0,39	0,136	31,98	18,71		0,353	0,039
	63,85	0,98	0,38	0,161	32,26	18,20		0,416	0,039
	80,15	1,60	1,50	0,177	31,84	17,64		0,117	2,211
	115,10	0,71	1,42	0,289	29,74	16,80		0,207	3,602
	136,05	0,91	3,19	0,506	30,58	16,85		0,157	4,096
	167,76	1,18	1,24	0,265	31,42	17,53		0,215	135,112
	186,54	1,21	1,34	0,233	31,84	16,91		0,197	3,783
	220,75	0,90	16,20	0,606	31,45	17,02		0,037	0,137
	240,40	4,24	17,88	0,329	29,90	15,93		0,018	0,568
	250,30	9,68	6,61	1,070	31,37	17,35		0,660	1,126
	252	11,41	39,78	7,057	5,26	3,59	0,093	0,176	4,106
	254	9,96	40,14	7,376	4,58	3,79	0,099	0,183	6,761
	255	6,22	41,54	5,622	6,51	5,93	0,113	0,135	3,078
	258	5,14	42,64	8,155	3,87	3,90	0,166	0,141	7,112
	261	6,20	35,11	6,028	7,48	7,02	0,133	0,171	12,432
	266	90,55	3,32	0,123	1,21	0,62	0,031	10,037	0,071
24 781	231	15,21	40,50	7,296	1,52	1,00	0,170	0,179	9,315
24 732	25,20	0,93	2,33	0,662	31,35	17,30		0,283	1,943
	50,20	2,51	5,77	0,553	29,46	15,84		0,096	0,469
	105,50	2,75	4,76	0,875	30,16	15,05		0,184	2,474
	120,10	6,65	7,46	0,566	29,74	11,68		0,209	6,819
	125	79,72	6,18	0,080	2,10	0,73		0,013	0,091
24 741	413,33	1,17	7,02	0,610	25,24	16,79		0,086	0,255
24 730	80,75	0,46	3,47	0,492	27,51	19,55		0,141	0,490
	95,80	1,31	8,40	0,546	24,44	13,60		0,065	0,370
	116,20	0,37	4,32	0,360	27,10	17,53		0,083	0,533
24 760	12	1,25	2,92	0,681	27,51	16,35		0,232	0,138
	20,25	0,91	4,95	0,881	27,76	17,53		0,177	0,003
	25,20	0,83	2,70	0,800	27,58	17,36		0,295	0,294
	35,03	0,80	3,68	0,694	26,49	17,97		0,188	0,993
	40,70	2,14	3,27	0,456	28,09	15,11		0,139	0,797
	75,38	0,65	4,00	0,526	26,70	17,28		0,131	0,595
	85,35	1,06	6,15	0,840	26,27	13,54		0,363	1,102
	95,60	10,05	43,19	6,667	2,68	1,83	0,366	0,157	17,316
	97	11,20	41,30	6,738	3,36	2,82	0,459	0,162	35,123
	99	10,31	42,13	6,773	4,05	2,71	0,421	0,158	22,431
24 747	55	7,12	45,24	7,967	2,69	1,59	0,159	0,175	19,361
	57	8,94	40,04	6,844	4,02	4,03	0,111	0,170	30,120
	63	5,63	45,17	7,541	4,55	1,45	0,126	0,166	12,486
24 729	56,05	1,38	1,93	0,681	27,07	17,13		0,352	0,740
	62,21	1,36	3,78	0,630	29,56	15,41		0,167	0,040
	65	0,82	3,47	0,800	28,53	16,68		0,232	0,362
	70,41	0,60	4,89	0,508	27,73	16,62		0,103	0,216

Krauskopf, 1956 și 1957; H. Leep, 1963; M. Savul și A. Movileanu, 1956; M. Savul și V. Ianovici, 1959).

Studiind raportul Mn/Fe în funcție de gradul de oxidare, H. Leep (1963) ajunge la concluzia că, în formațiunile postcambriene cu fier, poate să existe o separare evidentă a acestor elemente.

Tabelul nr. 2

Oxizi şi hidroxizi de fier

Foraj	Adînc. m	Rez. insol. %	SiO_2 %	Solubil în HCl (%)				P_2O_5 %	Mn/Fe	Fe^{2+}/Fe^{3+}
				Fe_2O_3	Mn_2O_3	CaO	MgO			
24 741	387,55	1,40	0,20	14,25	0,507	32,40	18,01	0,431	0,036	0,195
	394,45	9,63	6,57	73,37	0,135	0,71	0,20	0,577	0,002	0,016
	395,50	6,44	5,03	81,24	0,151	1,15	0,61	0,495	0,002	0,016
	406,00	2,06	0,65	17,00	0,659	30,46	16,93	0,473	0,030	0,071
24 777	342,50	5,93	4,62	79,29	2,664	0,51	0,12	0,842	0,033	0,015
	344,00	6,12	5,54	75,20	2,143	0,65	0,24	0,954	0,036	0,023
24 763	165,00	7,28	5,92	72,25	0,180	4,21	2,19	0,891	0,002	0,014
	167,00	3,12	2,86	86,14	0,039	0,331	—	0,743	0,000	0,014
24 769	295,00	8,26	6,31	18,16	0,701	29,25	16,14	0,482	0,038	1,149
24 776	172,00	1,08	0,88	16,37	0,746	31,25	17,20	0,534	0,046	0,155
24 778	49,50	2,15	1,52	15,57	0,446	32,10	16,22	0,351	0,029	0,016
	84,00	0,95	0,61	27,15	0,341	27,14	14,06	0,390	0,013	0,035
24 742	156,50	4,02	3,50	86,50	0,010	0,61	—	0,909	0,001	0,017
24 730	110,35	0,51	0,33	20,01	0,544	31,25	17,29	0,520	0,027	0,152
	125,35	0,78	0,51	33,31	0,291	25,01	13,20	0,642	0,009	0,014
34 926	231,00	12,30	8,32	61,15	0,046	8,59	7,75	0,551	0,001	0,038
34 927	14,00	16,24	12,95	74,23	0,014	6,93	2,15	0,461	0,002	0,016

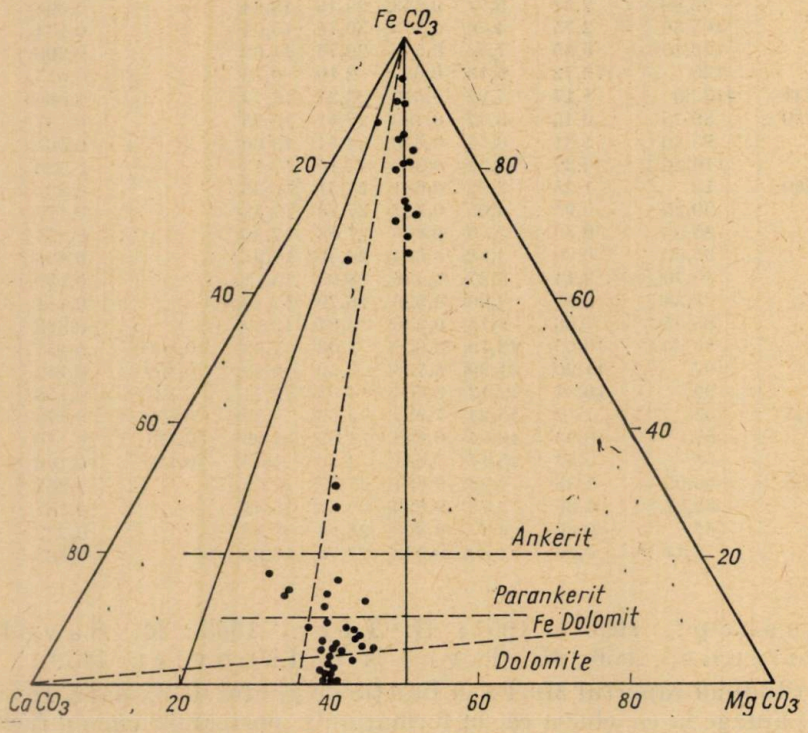


Fig. 1. — Diagrama $FeCO_3 - CaCO_3 - MgCO_3$ pentru carbonaţi.

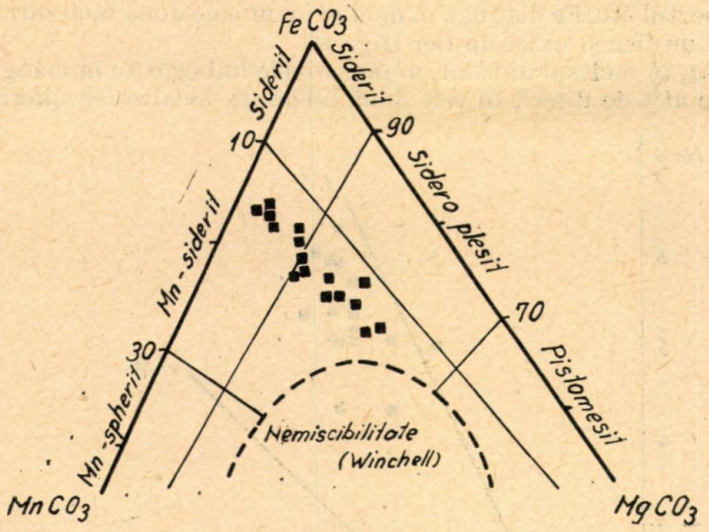


Fig. 2. — Diagrama $FeCO_3—MnCO_3—MgCO_3$ pentru siderite.

Urmărind acest raport în cadrul mineralizației de la Delnița (fig. 3), nu se constată o corelare evidentă. Se individualizează un cîmp al siderozelor, lipsit de o variație a acestui raport în funcție de gradul de oxidare (Fe^{2+}/ /Fe^{3+}), și un cîmp al oxizilor și hidroxizilor, unde apare o variație mare a raportului Mn/Fe, în funcție de gradul de oxidare. Dolomitele au un domeniu larg, suprapunîndu-se peste cîmpurile oxizilor și siderozei.

Întrucît ambianța calcarelor și dolomitelor nu permite separarea ulterioară a Fe de Mn, existența acestei separări în faciesul oxizilor se datorește condițiilor din bazinul de sedimentare.

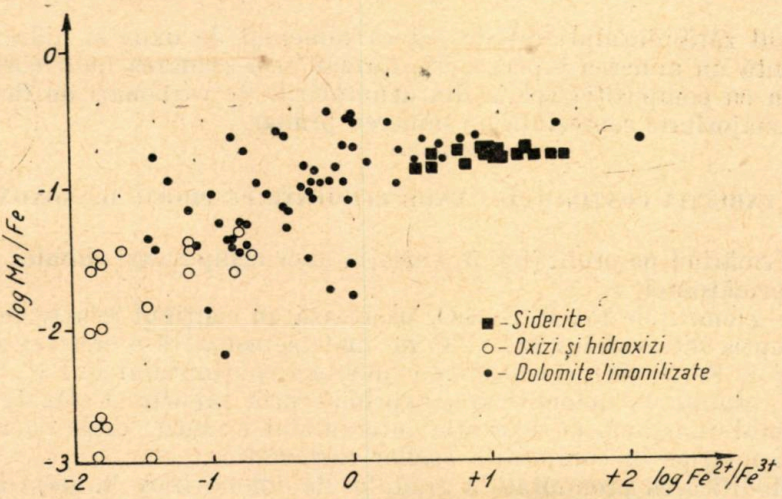


Fig. 3. — Relația Mn : Fe — Fe^{2+} : Fe^{3+} în zăcămînt.

Raportul Mn/Fe distinge în mod evident cele două faciesuri minereice, carbonaţi de fier şi oxizi de fier (fig. 4).

Lipsa, în faciesul oxizilor, a unor nivele îmbogăţite în mangan, gradul de oxidare atît de diferit în cele două faciesuri, localizarea diferită a lor în

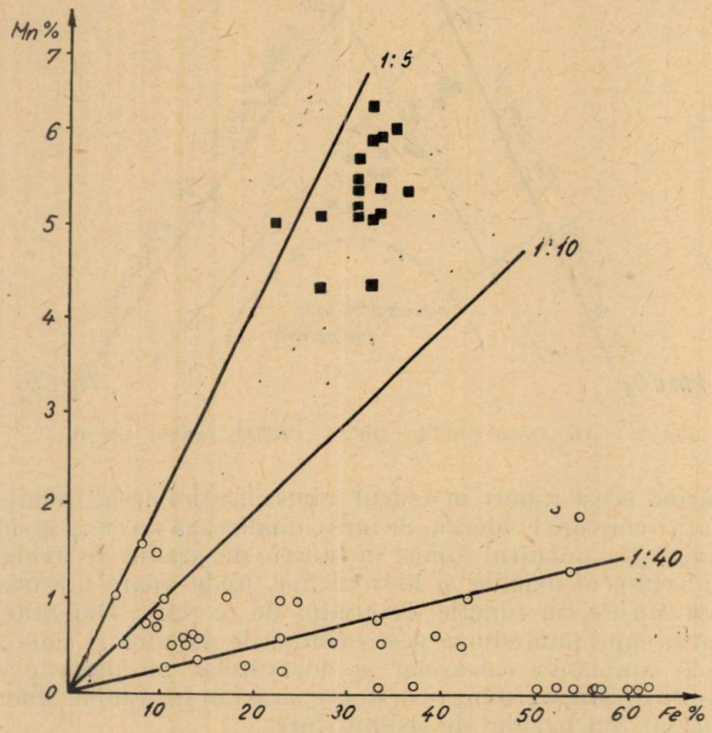


Fig. 4. — Variaţia raportului Mn/Fe în zăcămînt.

cuprinsul zăcămîntului sînt dovezi că minereul de oxizi şi hidroxizi nu reprezintă un minereu hipergenetic format prin oxidarea unor corpuri de minereu cu compoziţia celuia din acumulările de carbonaţi de fier, ci în marea majoritate reprezintă un minereu primar.

VARIAŢIA CONŢINUTULUI UNOR ELEMENTE PE PROFIL DE SONDĂ

Urmărind pe profil (fig. 5) variaţia unor componenţi chimici, se constată următoarele :

— elementele Fe, P, S, SiO_2 păstrează un conţinut relativ constant, cu excepţia intervalului 227—235 m, unde se constată o creştere a conţinutului de Fe, S, SiO_2 şi o scădere evidentă a conţinutului de P ;

— gradul de dolomitizare, exprimat prin raportul CaO :MgO, este în general constant, cu excepţia intervalului amintit, unde se remarcă variaţii metrice în compoziţia rocilor carbonatice.

. Modificarea pronunţată a gradului de dolomitizare în acest interval indică o serie de transformări ulterioare formării mineralizaţiei.

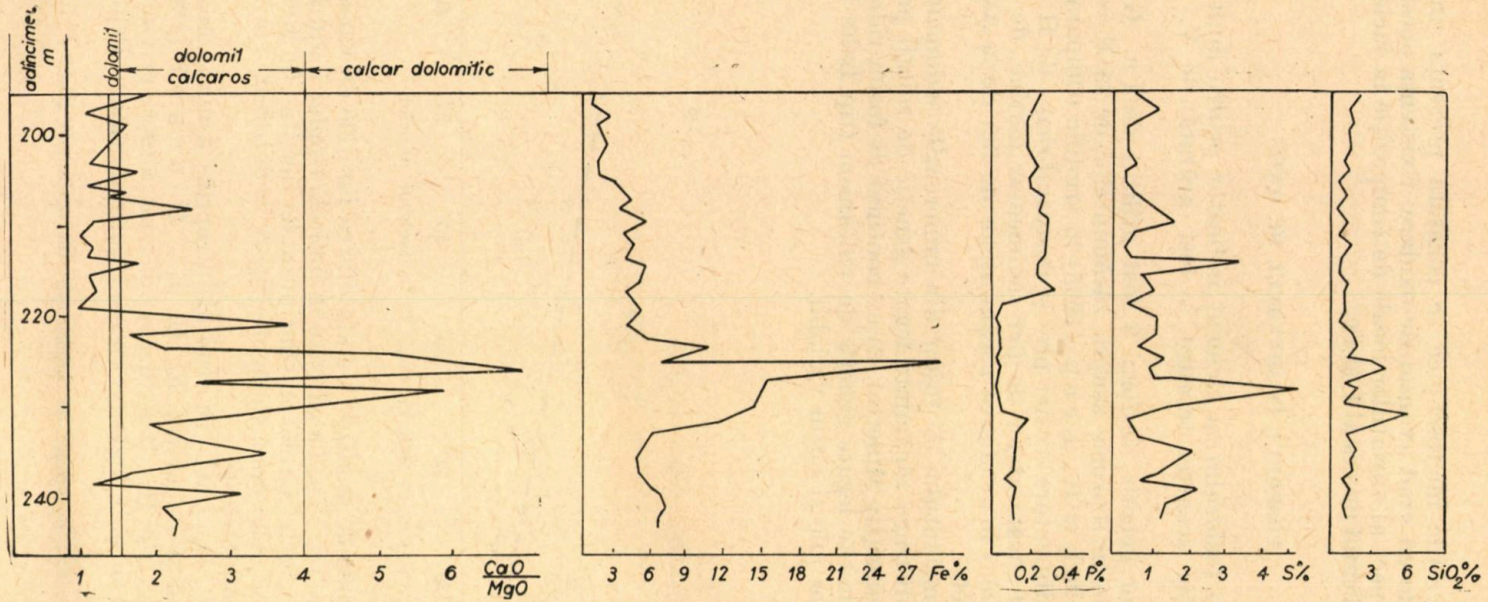


Fig. 5. — Variaţia conţinutului unor elemente pe profil de sondă. Forajul 24 746.

Din observaţiile microscopice se constată prezenţa unui minereu piritos, afectat de un grad avansat de oxidare. Existenţa acestui minereu reprezintă un aspect al variaţiilor locale de compoziţie în faciesul oxizilor şi explică paralelismul invers al P şi Fe.

FOSFORUL ÎN MINEREUL DE OXIZI

Importanţa fosforului ca element indicator pentru multe fenomene legate de evoluţia scoarţei terestre a fost arătată de V. M. Goldschmidt.

Ca indicator genetic, fosforul a fost utilizat de Iu. Gherşoig (1958) în studiile întreprinse asupra zăcămintelor de la Krivoi Rog, de P. Geijer (1963) şi H. Leep (1963) în studiile comparative asupra formaţiunilor sedimentare de fier pre- şi postcambriene, de H. Harder (1964) în studiul zăcămintelor de fier sedimentar marine, de E. E. El. Hinnawi (1965) în studierea zăcămintelor de fier de la Assuan şi Bahariya (Egipt) etc.

Pe baza conţinutului de fosfor din minereurile sedimentare de fier, H. Harder distinge zăcăminte legate genetic de soluţii provenite din dezagregarea rocilor (tip Minette), cu un conţinut de fosfor ridicat şi foarte variabil, şi zăcăminte legate genetic de vulcanism (tip Lahn-Dill), cu un conţinut de fosfor mic şi puţin variabil.

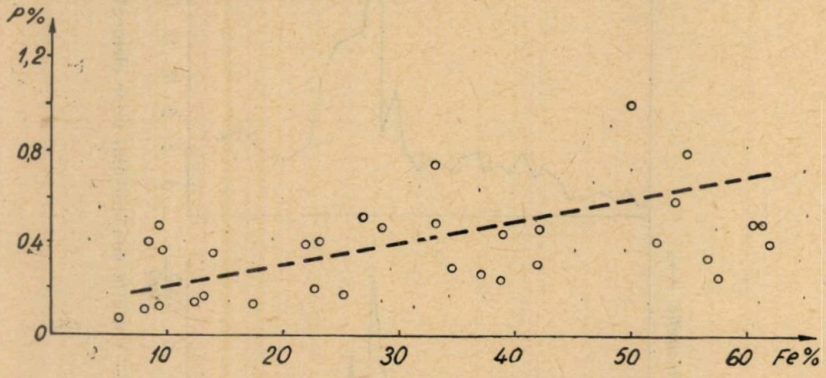


Fig. 6. — Relaţia Fe — P în faciesul oxizilor.

Pe baza a 660 de analize [6] s-a stabilit că limitele de variaţie a conţinutului de fosfor (fig. 7) se încadrează în limitele tipului Lahn-Dill, iar conţinutul de fosfor creşte paralel cu conţinutul de fier (fig. 6). Relaţia inversă privind conţinutul celor două elemente (fig. 5) se datoreşte variaţiilor locale ale compoziţiei minereului.

Raportul P_2O_5 : CaO. În studiul întreprins asupra zăcămintelor de fier de la Assuan şi Bahariya, E. E. El. Hinnawi (1965) foloseşte criteriul semnalat de H. Harder, dar nu numai privind conţinutul general de fosfor, ci şi în legătură cu conţinutul de calciu. Pentru zăcămin-

[6] Analizele au fost executate de laboratorul Intreprinderii „Rarău" (Cimpulung Moldovenesc).

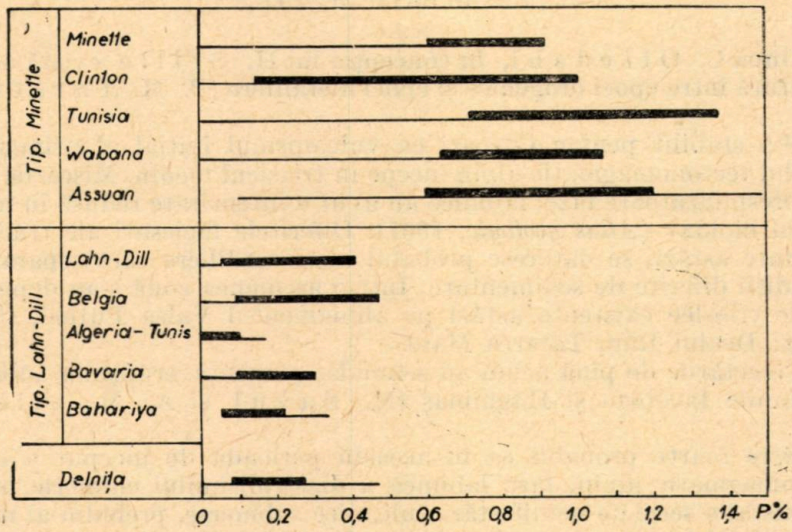


Fig. 7. — Conținutul de fosfor în zăcăminte de fier sedimentogene.

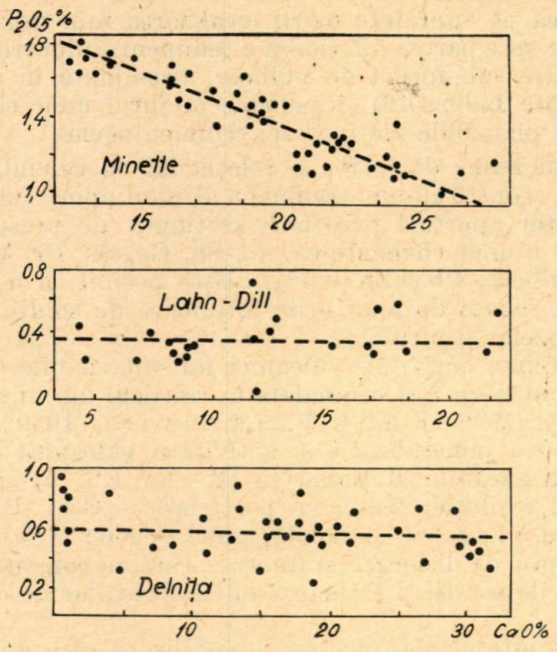


Fig. 8. — Relația P_2O_5 — CaO în faciesul oxizilor.

tele tip Minette există o corelare evidentă a celor două elemente, pe cînd în zăcămintele tip Lahn-Dill această corelare nu este vizibilă (fig. 8).

Verificînd acest raport pentru mineralizațiile de oxizi și hidroxizi de fier (fig. 7), se constată o asemănare cu zăcămintele de fier de tip Lahn-Dill (Douaria, Algeria—Tunis, Bahariya, Ouenza, U. Bavaria, Beni Saf).

CONSIDERAŢII GENETICE

După C. Oftedahl, în concepţia lui H. Stille există o strînsă legătură între epoci orogenice şi epoci metalifere (P. M. Tatarinov, 1963).

S-a stabilit pentru Carpaţi că vulcanismul iniţial al primei etape a ciclului tectonomagmatic alpin începe în triasicul mediu. Mişcările oscilatorii corespunzătoare fazei labinice au avut o intensitate redusă în masivul cristalin moldav (*Atlas geologic*, 1967). Diferitele faciesuri ale triasicului, constatate astăzi, se datoresc probabil unor cordiliere care separau zone cu condiţii diferite de sedimentare. Într-o asemenea zonă s-au depus sedimentele triasice existente astăzi pe aliniamentul Valea Putnei, Colacul, Delniţa, Dealul Rău, Tătarca Mare.

Cercetările de pînă acum au semnalat prezenţa erupţiilor submarine în regiunile Iacobeni şi Hăghimaş (M. Savul şi A. Movileanu, 1956).

Este foarte probabil ca în această perioadă de început a ciclului tectonomagmatic alpin, faza labinică a diastrofismului chimeric precoce, să fi existat o serie de manifestări vulcanice submerse, preludiu al magmatismului iniţial, care să aducă pe fundul bazinului de sedimentare un aport de soluţii mineralizante.

Extinderea pe suprafeţe mari, localizarea mineralizaţiei de oxizi şi hidroxizi de fier spre partea inferioară a sedimentarului triasic, modul general de prezentare sub formă de pulbere diseminată în masa rocii (tipic pentru zăcăminte Lahn-Dill) şi pelicule în jurul unor elemente detritice sînt argumente plauzibile ale ipotezei sedimentogene.

Conţinutul redus de fosfor şi relaţia lui cu calciul, în accepţia lui H. Harder, constituie un argument al unui aport submers de soluţii. Existenţa acestor aporturi pare a fi susţinută de prezenţa în minereul de oxizi de fier a unor elemente ca As, Sb, Ge, Sn, Cr, Mo, Cu, Cd, B, V şi în cantităţi ridicate Pb şi Zn (0,3%). Este posibil ca o parte din aceste elemente să fie legate de aporturile ulterioare de soluţii, care au dus la formarea siderozelor şi piritelor.

Produsele unor activităţi vulcanice nu sînt vizibile ca în cazul clasic Lahn-Dill, ci numai au fost semnalate în triasicul din unele regiuni (Iacobeni, Hăghimaş) (M. Savul şi V. Ianovici, 1959). Cazuri de legătură neclară între mineralizaţie şi activitate vulcanică există şi în alte locuri, exemplu zăcămîntul Bahariya (E. E. El. Hinnawi, 1965).

În cursul evoluţiei tectonice posttriasice (Gh. Bâgu şi colab., 1966; I. Rădulescu şi colab., 1965—1966; *Atlas geologic*, 1967), s-au produs o serie de dislocaţii şi fracturi, care au constituit căile de acces pentru migrări de soluţii şi formarea mineralizaţiilor de carbonaţi de fier şi sulfuri.

Formarea ulterioară a acestei mineralizaţii este dovedită de forma de zăcămînt (filoane lentiliforme în sedimentarul triasic, care străbat pe alocuri mineralizaţia de oxizi de fier, şi filonaşe predominant concordante şi subordonat discordante în fundamentul cristalin).

Modul de prezentare, structura larg cristalizată, asociaţia siderit, calcit, galenă, cuarţ, calcedonie, clorit, conţinutul ridicat şi constant al manganului sînt dovezi că această mineralizaţie s-a format în urma unei

substituiri metasomatice a rocilor dolomitice sub acțiunea unor soluții mineralizante.

Considerațiile geochimice asupra fierului și manganului argumentează faptul că mineralizația de oxizi și hidroxizi de fier nu provine prin oxidarea minereului sideritic existent, susținînd caracterul singenetic al oxizilor de fier.

Aporturile hidrotermale ulterioare au produs modificări în compoziția și aspectul petrografic structural al minereului de oxizi, complicînd posibilitatea descifrării condițiilor inițiale de formare.

GEOCHEMICAL AND GENETICAL CONSIDERATIONS ON THE IRON ORE ACCUMULATIONS AT DELNIȚA (EASTERN CARPATHIANS)

ABSTRACT

The iron ore accumulations at Delnița are situated in the lower part of calcareous and dolomitic sediments of Triassic age.

The geochemical and petrographic study as well as a comparison with other similar ores, argue for the hydrothermal-metasomatic origin of the sideritic ore and the sedimentogeneous origin of the iron oxide and hydroxid ore.

BIBLIOGRAFIE

Bâgu Gh., Rădulescu I., Boțoman Gh., Erhan V. (1966), *Tectonica regiunii Valea Putnei — Valea Stînei*, Anal. Univ. „Al. I. Cuza", **XII**.

Garrels R. M. (1954), *Mineral species as function of pH and oxidation-reduction potentials, with special reference to the sulphide ore deposits*, Geochim. Cosmochim. Acta, **5**, *4*.

Geijer P. (1963), *Some aspects of phosphorus in precambrian sedimentation*, Arkiv. F. Mineral. Och. Geol., **3**.

Gherșoig Iu. G. (1958), *K gheohimii fosfora v jelezorudnoi formații Krivorojskogo baseina*, Gheohim., **6**.

Harder H. (1964), *Geochemische Unterscheidung genetischer verschiedener marin-Sedimentärer Eisenerzlagerstätten*, Ber. Geol. Ges., D.D.R., **9**.

Hinnawi E. E. El. (1965), *Contribution to the study of Egypptian (U.A.R.) iron ores*, Ec. Geol., **60**.

Huber N. K., Garrels R. M. (1953), *Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation*, Ec. Geol., **48**, *5*.

Ianovici V., Rădulescu D., Dimitrescu R., Krăutner H., Mirăuță O. (1966), *Harta metalogenetică a României*, St. cerc. geol., geof. geogr., Seria geologie, **11**, *2*.

Ianovici V., Rădulescu D., Bercea I., Constantinoff D., Dimitrescu R., Krăutner H., Mirăuță O., Papiu V. C. (1966), *Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

Krauskopf. K. B. (1956), *Separation of manganese from iron in the formation of manganese deposits in volcanic associations*, XX Internat. Geol. Congr., Manganese Symposium, *1*.

— (1957), *Separation of manganese from iron in sedimentary processes*, Geochim. Cosmochim. Acta, **12**.

Lepp H. (1963), *The relation of iron and manganese in sedimentary iron formation*, Ec. Geol., **58**.

Lepp H., Goldich S. S. (1959), *The chemistry and origine of iron formation*, Geol. Soc. Amer. Bull., **70**.

NICHITA O., BĂGU GH., CRUDU E., ERHAN V. (1965), *Studiul mineralizaţiei de la Delniţa — Cîrligătura*, Bul. Inst. politeh. Iaşi, **3**, fasc. 1.
PAUL K. M. (1876), *Grünzüge der Geologie der Bukowina*, Jahrb. geol. R.A., Viena.
PITULEA GH. (1964—1965), *Consideraţii asupra stratigrafiei formaţiunilor cristalofiliene şi a mineralizaţiilor din regiunea Pojorîta — Valea Putnei — Giumalău*, D. S., Com. Stat Geol., **III**, *1*.
PONOMAREV A. I. (1966), *Metodî himicescogo analiza jeleznîh, titanomagnetitovîh i hromovîh rud*, Izd. Nauka, Moscova.
RĂDULESCU I., RĂDULESCU L., TEUCĂ I. (1965—1966), *Structura geologică şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei — Lucina (Carpaţii Orientali)*, D. S., Com. Stat Geol., **LIII**, *1*.
RONOV A. B., ERMIŞCHINA A. I. (1959), *Raspredelenie marganţa v oosadocinîh porodah*, Gheoh., *3*.
SAUKOV A. A. (1966), *Gheohimia*, Izd. Nauka, Moscova.
SAVUL M. (1952), *Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în sinclinalul marginal al Bucovinei*, D.S., Com. geol., **XXXIV**.
SAVUL M., MOVILEANU A. (1956), *Manganul ca element minor în calcarele şi dolomitele triasice din Carpaţii Orientali*, St. cerc. şt. chimie, Iaşi, an. VII, fasc. 1.
SAVUL M., IANOVICI V. (1959), *Chimismul rocilor cu mangan din Carpaţii Orientali şi Meridionali din R.P.R.*, St. cerc. geol., **IV**, *1*.
TATARINOV P. M. (1963), *Uslovia obrazovania mestorojdenii rudnîh i nerudnîh poleznîh iscopaemîh*, Gosgheoltehizdat.
WALTER B. (1876), *Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina*, Jahrb. geol. R.A., Viena.
WINCHEL A. N. (1956), *Elements of Optical Mineralogy*, New York.
* * * (1967), *Atlas geologic*, Sc. 1 : 1 000 000, Comi. St. Geol., Inst. geol.

Primit la redacţie
la 2 aprilie 1969

Filiala Iaşi
a Academiei Republicii Socialiste România
Secţia de geochimie

ASPECTE MORFOLOGICE ALE CRISTALELOR DE PIRITĂ DIN ZĂCĂMÎNTUL DE LA BUCIUM – IZBITA (MUNȚII METALIFERI)

DE

VICTORIA STIOPOL şi I. DRĂGHICI

În lucrarea de faţă sînt examinate aspectele morfologice ale cristalelor de pirită, dependente de modificările fizico-chimice petrecute în soluțiile mineralizate, precum şi influenţele determinate de existenţa unor impurităţi chimice prinse în aceste cristale.

Pirita din filonul Arama de la Bucium — Izbita se prezintă fie în cristale idiomorfe, fie sub formă de mase compacte. Cristalele idiomorfe sînt sărace în combinaţii de feţe, cele mai importante fiind : cub-octaedru, cub-octaedru-dodecaedru pentagonal şi octaedru-dodecaedru pentagonal. Frecvenţa cea mai mare o prezintă feţele : (100), (111), (210), în timp ce feţele (321) se întîlnesc mai rar, iar feţele (421) apar cu totul subordonat.

Urmărindu-se repartiţia habitusurilor cristalelor de pirită în masa filonului, se remarcă o diferenţiere a acestora începînd din zona centrală a filonului spre părţile periferice. Astfel, în partea centrală a filonului se constată prezenţa unor cristale cubice, de dimensiuni relativ mici, dar cu feţe bine dezvoltate. Asociate acestor cristale caracteristice zonei centrale sînt cristalele de pirită cu habitus octaedric, la care valorile de dominanţă a feţelor (100) şi (111) sînt aproape identice, numai la valorile de persistenţă observîndu-se o oarecare diferenţă.

Diferenţierea de habitus între partea internă a filonului şi partea externă este pusă pe seama variaţiilor cantitative ale aceloraşi habitusuri, precum şi pe apariţia habitusului dodecaedric pentagonal, la care faţa (210) capătă o importanţă majoră, datorită frecvenţei şi dezvoltării acestora.

În pereţii filonului, şi îndeosebi în roca-gazdă, cristalele de pirită de dimensiuni mai mari prezintă un habitus cubic simplu sau un habitus cubic cu feţe mici de tipul (210), dar lipsind cristale cu habitus octaedric sau dodecaedric pentagonal. Aceste diferenţieri ale habitusurilor piritei sînt prezentate în figura 1 ; ele au fost determinate îndeosebi de variaţiile petre-

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 75–83, Bucureşti, 1970.

cute în soluţiile care au generat umplutura filonului şi care au fost supuse unui proces de cristalizare continuu.

Deosebit de interesante sînt şi variaţiile de habitus legate de adîncimea filonului. În filonul Arama, aşa cum reiese şi din tabelul nr. 1, habitusul

Tabelul nr. 1

Date statistice ale formelor cristalografice ale piritei din filonul Arama

Nivelul	(100)	(111)	(210)	Nr. cristale	Frecvenţa %		
					(100)	(111)	(210)
Sf. Treime	15	2	9	26	52	7	31
Napoleon	10	4	15	29	31	13	56
Ana	10	7	9	26	39	27	34
—40	14	7	4	25	56	28	16
—80	15	7	6	28	54	25	21

NOTĂ : Nu au fost luate în considerare formele cu persistenţă şi dominanţă subordonată (321), (421), (320).

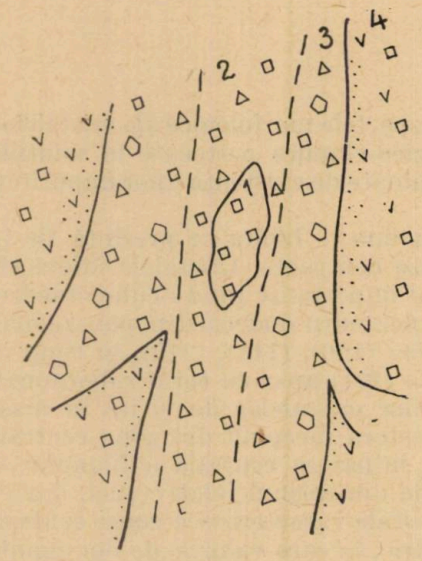


Fig. 1. — Variaţia habitusului cristalelor de pirită în filon.

1, Fragment de rocă; *2*, zona centrală a filonului; *3*, zona marginală a filonului; *4*, roca-gazdă.

□ = (100) △ = (111) ◇ = (210)

cubic predomină în părţile inferioare şi superioare ale filonului, în timp ce predominanţa habitusului octaedric se remarcă în partea mediană a filonului, frecvenţa maximă atingînd valoarea de numai 28%. Habitusul dodecaedric pentagonal este semnalat predominant în părţile superioare ale filonului, frecvenţa maximă atingînd-o în orizontul Napoleon, 56%, pentru ca în orizontul Sf. Treime să scadă simţitor, cedînd locul din nou habitusului cubic.

În figura 2, într-o diagramă triunghiulară, sînt proiectate rezultatele statistice, în procente, a trei tipuri de feţe dominante : (100), (111) şi (210), obţinute de la trei nivele principale ale filonului Arama (nivelul I — datele de la orizonturile Napoleon şi Sf. Treime, nivelul II — datele de la orizontul Ana (1 Mai) şi nivelul III — datele de la orizonturile —80 şi —40).

Din această figură observăm că în fiecare nivel există o tendinţă de trecere de la un habitus cubic spre un habitus octaedric sau dodecaedric pentagonal. Astfel, în nivelul III (orizonturile —80 şi —40) se observă o tendinţă de trecere de la cub la octaedru ; în nivelul II (orizontul Ana (1 Mai))

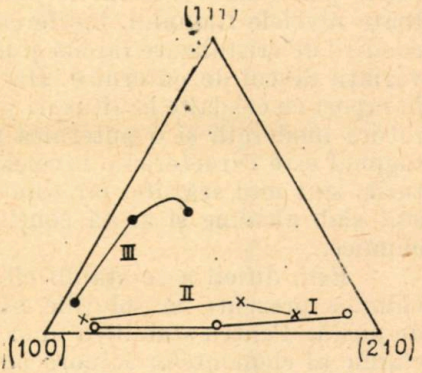


Fig. 2. — Diagrama de variaţie a habitusului cristalelor de pirită în trei nivele ale filonului Arama.
○ = nivelul I (oriz. Napoleon şi Sf. Treime)
× = nivelul II (oriz. Ana (1 Mai))
● = nivelul III (oriz. —80 şi —40).

şi în nivelul I (orizonturile Napoleon şi Sf. Treime) se constată o tendinţă de trecere de la cub la dodecaedru pentagonal, cu faţa (111) prezentă, dar cu o frecvenţă redusă şi cu dimensiuni mici. Numărul de cristale care conţin faţa (111) este mai ridicat în nivelul intermediar (II).

Urmărind variaţiile de habitusuri ale piritei în funcţie de mărimea granulelor, constatăm că ele sînt relativ slabe. Cristalele de dimensiuni mici arată combinaţii de forme mai numeroase, iar faţa cu persistenţa cea mai mare şi dominantă este faţa de cub (100). Pe măsură ce dimensiunile cristalelor devin mai mari, apare tendinţa de dezvoltare a feţei (111), pentru ca la granulaţiile cele mai mari să asistăm la conturarea feţei (210), care se dezvoltă pînă la impunerea unui habitus dodecaedric pentagonal. Deci, o dată cu creşterea cristalelor, există tendinţa de trecere prin seria (100)→(111)→(210).

Dacă vom cerceta frecvenţa habitusurilor piritei în legătură cu parageneza, observăm că, în mineralizaţia bogată în minerale de cupru, cristalele de pirită apar predominant cu habitusuri cubice, mai puţin combinaţii

Tabelul nr. 2

Tipurile de habitusuri ale piritei în legătură cu parageneza (filonul Arama)

Minerale paragenetice	Filon Arama	Cantitatea de cristale	Habitus
Pirită + blendă + galenă ± calcopirită	Napoleon	mineralizaţie slabă, granulaţie relativ mare, temperaturi joase	cub-dodecaedru pentagonol, dodecaedru pentagonal-octaedru, dodecaedru pentagonal
pirită + calcopirită + enargit + germanit + blendă ± galenă	Ana	mineralizaţie bogată, granulaţie medie, temperaturi încă ridicate	cub-octaedru, cub-octaedru-dodecaedru pentagonal, cub-dodecaedru pentagonal
Pirită + calcopirită + enargit + tetraedrit ± germanit	—80	mineralizaţie bogată, granulaţie mică şi mare, temperaturi ridicate	cub, cub-octaedru

cub-octaedrice. În acelaşi timp mineralizaţia bogată în minerale de tipul blendei şi galenei arată, pentru pirită, un habitus predominant cub-dodecaedru pentagonal, precum şi habitusul dodecaedric pentagonal simplu. Se constată deci că variaţiile de habitusuri sînt reduse în raport cu mineralele paragenetice. Formele cubice sînt întîlnite în mod predominant în toate nivelele filonului, indiferent de parageneză; ele se dezvoltă deci în condiţii de cristalizare rapidă şi într-un mediu în care temperatura prezintă variaţii destul de puternice. Habitusul octaedric arată o frecvenţă redusă în raport cu celelalte habitusuri şi apare la o cristalizare înceată, cu o temperatură moderată şi o puternică mineralizare. Habitusul dodecaedric pentagonal este caracteristic nivelelor superioare ale filonului, unde temperaturile sînt mai scăzute, iar soluţiile din care se depun cristalele de pirită sînt slab alcaline şi arată conţinuturi foarte variate în diferite elemente chimice.

Este dificil a se stabili cît de mare este influenţa acestor elemente chimice prezente în soluţiile mineralizate asupra morfologiei cristalelor de pirită. Pentru stabilirea unor particularităţi s-a făcut un studiu spectrochimic al elementelor minore pe cristale de pirită de dimensiuni cuprinse între 0,5 şi 3 cm şi pe cristale de pirită cu habitus predominant cubic, octaedric sau dodecaedric pentagonal. S-au determinat ca elemente minore : Pb, Ni, Co, Cd, As. Relaţiile dintre conţinuturile elementelor minore şi dimensiunile cristalelor de pirită sînt prezentate în diagramele de variaţie din figura 3, unde se evidenţiază următoarele aspecte :

Ni şi Co — arată o descreştere a conţinuturilor în raport cu dezvoltarea cristalelor;

Cd şi As — arată conţinuturi aproape constante în raport cu variaţiile de dimensiuni, remarcîndu-se un salt nesemnificativ în cazul cristalelor cu dimensiuni intermediare;

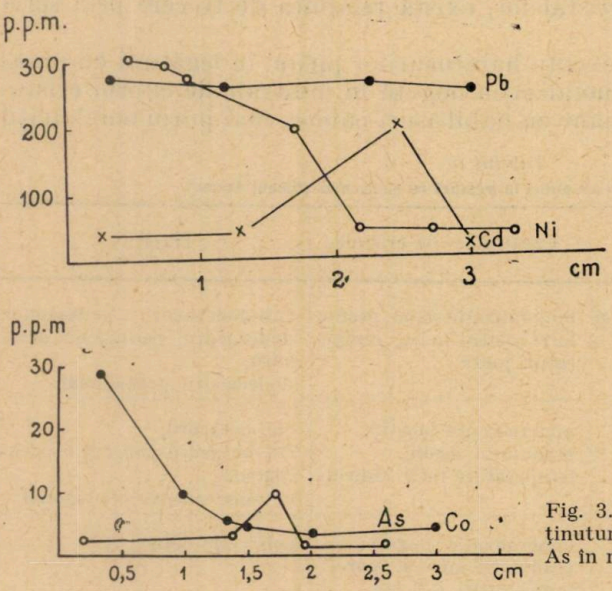


Fig. 3. — Diagramele de variaţie a conţinuturilor elementelor Pb, Ni, Co, Cd şi As în raport cu dimensiunile cristalelor (filonul Arama).

Pb — în conținuturi constante, cu slabe oscilații la cristalele cu dimensiuni mari.

În figura 4 sînt redate relațiile dintre conținuturile elementelor minore și habitusurile cristalelor de pirită, remarcîndu-se pentru :

Ni — o slabă descreștere a conținuturilor la trecerea de la habitusul cubic→octaedric→dodecaedric pentagonal ;

Pb — o creștere a conținuturilor la trecerea de la habitusul cubic → octaedric și apoi o constanță la trecerea de la habitusul octaedric spre cel dodecaedric pentagonal ;

Co, Cd — o slabă descreștere cu atingerea unui minim spre tipul octaedric, după care apare o creștere rapidă a conținuturilor la tipurile dodecaedrice pentagonale ;

As — conținuturi aproape constante, oscilații nesemnificative la trecerea de la habitusul cubic → octaedric → dodecaedric pentagonal.

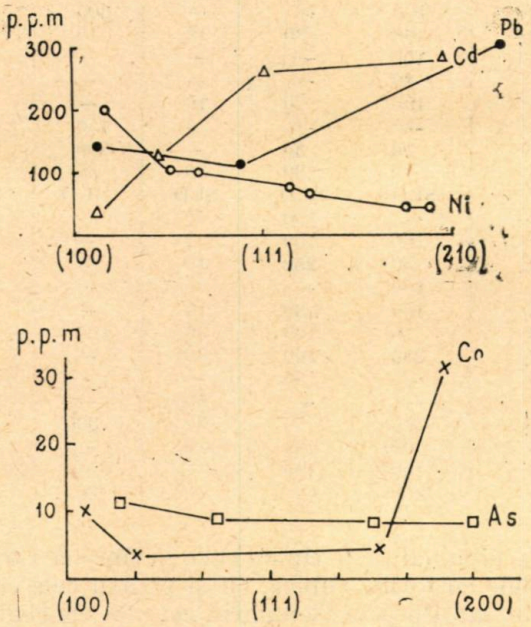


Fig. 4. — Diagramele de variație a conținuturilor elementelor Pb, Ni, Co, Cd și As în raport cu habitusul cristalelor (filonul Arama).

Rezultă din aceste diagrame că, în general, cristalele cu dimensiuni mici indică valori relativ ridicate pentru elementele minore în comparație cu cristalele de dimensiuni mai mari, la care deseori se remarcă chiar absența totală a acestor elemente. Variațiile cantitative în elemente minore, precum și absența uneori a acestora, pot fi puse în legătură cu diferitele momente de separare a cristalelor, momente care corespund la etape de alimentare diferite ale soluțiilor mineralizate.

Din datele analitice obţinute pe diferite cristale cu forme cristalografice variate, reţinem că Ni tinde să se concentreze în cristale cubice separate la temperaturi relativ ridicate, că As arată conţinuturi ceva mai ridicate

Tabelul nr. 3

Conţinuturile în Pb, Ni, Co, Cd şi As, în p.p.m., în cristalele de pirită din filonul Arama

Element / Nr.	Pb	Ni	Co	Cd	As
1	300	—	—	—	1
2	150	150	10	—	3
3	100	100	—	—	—
4	100	100	5	30	—
5	300	100	3	—	3
6	400	30	—	—	—
7	50	30	—	—	—
8	—	30	3	—	5
9	100	—	—	300	—
10	400	30	10	10	—
11	100	—	—	—	—
12	80	—	—	—	—
13	100	70	10	—	1
14	—	—	3	150	—
15	10	30	—	300	—
16	—	30	30	50	—
17	SLD	SLD	SLD	SLD	SLD
18	—	100	50	—	3
19	100	150	3	—	—
20	50	250	10	—	5
21	100	—	—	—	10
22	100	30	10	—	3
23	70	100	30	100	—
24	250	100	30	—	1
25	—	50	—	—	—
26	—	—	50	—	3
27	300	70	30	300	10
28	700	80	10	—	—
29	100	100	—	—	—
30	300	—	—	—	5

în cristalele cu feţe dominante de tipul (111), în timp ce Co arată preferinţe atît pentru cristalele cu forme cubice, cît şi pentru cele cu forme dodecaedrice pentagonale, iar Pb este elementul care se concentrează continuu, fără a indica vreo preferinţă pentru o anumită formă cristalografică. Cristalele cubice mari, separate la temperaturi ridicate, în prezenţa unor cantităţi remarcabile de fier, sînt de regulă lipsite de impurităţi chimice, în timp ce cristalele cubice de dimensiuni mici, separate din soluţii tîrzii cu conţinuturi în fier mult diminuate şi la temperaturi relativ joase, arată tendinţe de a acumula diferenţiat elementele chimice prezente în aceste soluţii. Cristalele cu habitus octaedric pot adsorbi selectiv diferite elemente chimice, fără ca vreun element străin să indice vreo afinitate deosebită pentru această formă cristalografică. În sfîrşit, cristalele cu habitus dodecaedric pentagonal conţin elemente străine, mai cu seamă din acelea care în mod normal tind să se concentreze în stadii tardive. Se pare însă

că aceste impurități existente în cantități remarcabile nu pot fi considerate ca responsabile de apariția acestei forme cristalografice.

În timpul proceselor de formare a cristalelor de pirită, se manifestă afinități diferite în adiționarea unor elemente străine, în funcție de habitusurile cristalelor, dar aceste impurități chimice nu pot explica apariția unui anumit tip cristalografic. Variațiile de habitus sînt determinate îndeosebi de condițiile fizico-chimice existente în soluțiile mineralizate, de fenomenele care apar în timpul dezvoltării cristalelor, de gradul de concentrație a soluțiilor în anumite elemente chimice.

Din observațiile asupra variațiilor de habitusuri ale cristalelor de pirită din filonul Arama, se desprind unele particularități specifice acestui mineral, prezent în formațiunile filoniene.

1. Pirita poate fi considerată ca un mineral cu dezvoltare izometrică, cu habitus în general constant, slabele schimbări fiind determinate de o serie de factori care acționează simultan și dintre care cei mai importanți sînt : gradul de saturație în anumiți componenți chimici, variațiile de temperatură, viteza de creștere și variațiile de pH.

2. Habitusul cubic predomină în zonele centrale, precum și în nivelele relativ inferioare ale filonului. Condițiile specifice apariției acestei forme sînt date de o cristalizare într-un regim de răcire rapidă, la temperaturi foarte ridicate sau foarte joase și la mineralizații bogate.

3. Habitusul dodecaedric pentagonal și cel octaedric apar în condiții normale, determinate de o cristalizare în condiții de răcire lentă, de temperatură moderată și de asemenea de o mineralizație bogată.

4. Variații de habitusuri mai evidente apar o dată cu modificările dimensionale. Cristalele de dimensiuni mici arată numeroase combinații de forme, deci condiții prielnice de dezvoltare a fețelor vicinale, în timp ce cristalele cu dimensiuni mari sînt sărace în forme, însă prezintă frecvent situații cînd două sau mai multe fețe se dezvoltă în mod egal, apărînd astfel habitusuri combinate : cub-octaedru, cub-dodecaedru pentagonal și chiar cub-octaedru-dodecaedru pentagonal.

5. Studiile geochimice au evidențiat faptul că nu există relații semnificative între cantitățile de elemente chimice reținute în pirite și habitusurile acestora. Adsorbția unor impurități chimice nu este un factor puternic, superior celorlalți factori amintiți, care să influențeze tipul de față în dezvoltare. Conținuturile diferite de elemente chimice reținute în cristalele de pirită sînt determinate de gradul de afinitate prezentat de aceste elemente față de tipul structural al formei dezvoltate cu precădere. Variațiile de chimism petrecute în soluții modifică gradul de saturație al soluției, schimbă efectele difuziunii locale din momentul cristalizării, conducînd la dezvoltarea unei anumite fețe, care adiționează o anumită cantitate de element minor. Repartiția acestui element poate fi neomogenă chiar în interiorul aceluiași cristal. Cantitățile de elemente chimice minore reținute sînt și mai deosebite atunci cînd se iau în discuție diferitele generații de cristale.

6. Factorii principali care controlează variaţia de habitus a cristalelor de pirită rămîn condiţiile fizice care determină diferenţieri în mecanismul de cristalizare, gradul de răcire sau temperatura de cristalizare, viteza de creştere etc. Factorii chimici influenţează subordonat evoluţia procesului de cristalizare şi, în final, aspectele morfologice ale cristalelor.

LES ASPECTS MORPHOLOGIQUES DES CRISTAUX DE PYRITE DU GISEMENT DE BUCIUM-IZBITA (Monts Métallifères)

RÉSUMÉ

L'étude des cristaux idiomorphes de pyrite du filon d'Arama, le gisement Bucium-Izbita des Monts Métallifères, met en évidence les aspects morphologiques variables par rapport avec leur position dans le gisement et avec les paragénèses des minéraux, dépendant des conditions physiques et chimiques des solutions minéralisantes et aussi de leurs impuretés.

Les plus importantes combinaisons sont : le cube-octaédre, le cube-octaédre-pentagone dodécaèdre et l'octaédre-pentagone dodécaèdre. Les plus fréquentes sont : (100), (111), (210) tandis que (321) et (421) n'ont qu'un rôle secondaire.

L'habitus des cristaux présente une différenciation remarquable à partir de la zone centrale du filon où les cristaux cubiques, à dimensions réduites, prédominent sur les cristaux, à habitus octaédrique ou pentagone-dodécaèdrique, jusqu'aux parois du filon et les roches encaissantes où l'on ne trouve que les premières. Sur la verticale l'habitus cubique reste caractéristique pour les parties inférieures et supérieures tandis que le type octaédrique ne se rencontre que dans la zone moyenne du filon, dont la fréquence atteint ici au maximum 28%.

L'habitus pentagone dodécaèdre suit, dans une certaine mesure, l'habitus cubique surtout vers la surface où il lui céde la priorité.

En ce qui concerne la variation de l'habitus par rapport aux dimensions des granules, on remarque une tendance au déplacement du (100) vers (111) et (210) avec la croissance des cristaux.

Les variations d'habitus par rapport aux paragénèses minéralogiques sont insensibles, les cristaux cubiques étant rencontrées à tous les niveaux du filon.

L'analyse spectrochimique des cristaux de pyrite de 0,5—3 cm indique la présence des éléments mineurs comme le Pb, Co, Ni, Cd, As qui se comportent différemment du point de vue géochimique. L'influence de ces éléments sur la formation, la croissance et la forme de cristaux — jusqu'à présent insuffisamment étudiée — ne montre pas de relations semnificatives entre le contenu des éléments retenus par les pyrites et leurs habitus.

En conclusion les principaux facteurs qui déterminent la variation d'habitus des cristaux des pyrites sont les conditions physiques de la cristalisation, tandis que les facteurs chimiques jouent un rôle subordonné dans l'évolution de la cristalisation et finalement dans l'établissement de l'habitus des cristaux.

BIBLIOGRAFIE

CAMBEL B., JARKOVSKY J. (1967), *Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslovakei*, Vydavatestvo Slovensky akadémie vied Bratislava.

IANOVICI V., VICTORIA STIOPOL (1968), *Aspects morphologiques des minéraux* (sub tipar).

ISCHIRO SUNAGAWA (1957), *Variation in crystal habit of pyrite*, Rev. Geol. Survey of Japan, *175*, 1—75.

MACHAIRAS G. (1964), *Croissance cristalline et répartition des oligoéléments dans une pyrite triglyphe*, Bull. Soc. Franç. Miner. Crist., **LXXXVII**, 229—235.

RĂDULESCU D., DIMITRESCU R. (1966), *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei Republicii Socialiste România.

Primit la redacţie la
8 ianuarie 1969

Facultatea de geologie-geografie
a Universităţii Bucureşti

ASPECTE CRISTALO-FIZICE ALE PIRITEI DIN MINERALIZAȚIILE CUPRIFERE DE LA ALMĂȘEL (MUNȚII DROCEA)

DE

DAN GHEORGHIȚESCU

În mineralizaţiile cuprifere de la Almăşel, pirita reprezintă principalul mineral metalic. În cele ce urmează vom prezenta cîteva date privind morfologia, modul de asociere, temperatura de formare, precum şi unele caracteristici microstructurale şi microtexturale ale piritei.

I. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA MINERALIZAȚIEI

Mineralizaţiile cuprifere de la Almăşel sînt asociate complexului ofiolitic jurasic constituit din bazalte, anamesite, dolerite şi gabbrouri. Aceste mineralizaţii sînt distribuite pe două aliniamente la marginea corpului de gabbrouri, unde alcătuiesc filoane cu dimensiuni relativ reduse şi volburi; pe alocuri se observă şi zone de impregnaţii cu sulfuri metalice. Primul aliniament, situat pe rama nord-estică, cuprinde filoanele de la pîrîul Altoi, pîrîul Padinii, Pîrîul lui Mitru, pîrîul Butaşului, iar cel de-al doilea aliniament, dispus pe rama sud-vestică, este constituit din filoanele şi volburile de la pîrîul Gura Cailor, pîrîul Hindemburg şi Mina Transilvania.

Filoanele prezintă aspecte variate, remarcîndu-se forme simple, paralele, uneori anastomozate. În rocile din jurul filoanelor sînt frecvente fenomene de caolinizare, limonitizare, carbonatare, sericitizare. Componenţii principali ai paragenezei sînt pirita şi calcopirita, la care se adaugă în cantităţi reduse magnetit, hematit, blendă, galenă, tetraedrit, marcasită, oligist. Ca minerale de gangă apar mai frecvent cuarţ şi calcit şi mai rar clorit, epidot şi sericit.

În ansamblu, filoanele sînt orientate nord-est — sud-vest, înclinarea lor fiind estică. Grosimea este redusă (0,5 — 0,7 m), rareori atingînd 1—1,5 m. Minereul prezintă de regulă o textură masivă; apar însă şi texturi brecioase, caracterizate prin aceea că bucăţi de rocă sînt înglobate în masa filoniană. Uneori este observată şi textura în geode; acestea au

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 85—94, Bucureşti, 1970

dimensiuni reduse și în ele se găsesc cristale de cuarț alb, slab transparent, de dimensiuni variabile (de la cîțiva milimetri la 1—1,5 cm). Pe cristalele idiomorfe de cuarț se dispun cristale de pirită și calcopirită.

Structura minereului este în general grăunțoasă, de la aspecte fin granulare pînă la forme larg cristalizate. Mineralele au contururi idiomorfe, hipidiomorfe și alotriomorfe; de fapt, cu excepția piritei, mineralele prezintă contururi alotriomorfe, mai rar hipidiomorfe. Structurile de coroziune sînt frecvente (pl. I, fig. 3). Între blendă și calcopirită, minerale care par a fi avut o dezvoltare aproape simultană, s-au observat diverse relații (pl. III, fig. 10). Se remarcă filonașe mici de calcopirită în blendă sau liziere de blendă ale unor granule de calcopirită. De asemenea, blenda apare și ca lamele orientate în planele cristalografice ale calcopiritei (concreșteri de exsoluție) sau formează concreșteri micrografice cu aceasta, a căror orientare este controlată de orientarea planelor reciproce descrise de sulf în structurile celor două minerale. Este caracteristică și prezența calcopiritei ca picături în plajele de blendă (textura de emulsie).

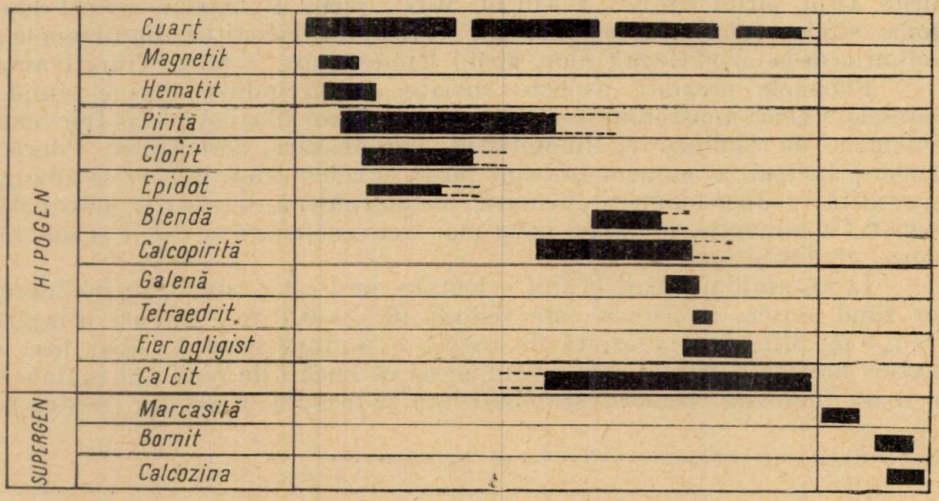
Între calcozină, pe de o parte, și pirită-calcopirită, pe de altă parte, se observă relații de substituție selectivă. Calcozina care invadează un amestec de pirită cu calcopirită are o preferință generală pentru calcopirită, și aceasta întrucît înlocuirea calcopiritei implică o reducere de volum, pe cînd înlocuirea piritei s-ar face cu mărirea volumului (A. C. Spencer, citat după A. B. Edwards, 1954).

Textura în lizieră determinată de relația bornit — calcopirită constă în aceea că bornitul se dispune ca granule alungite și înguste de-a lungul contactului cu mineralul-gazdă (calcopirita) (pl. III, fig. 12). Este frecvent observat fenomenul de mușchetovitizare (pl. III, fig. 11).

Asociațiile caracteristice mineralelor de gangă sînt: cuarț-calcit; cuarț-clorit; cuarț-epidot; cuarț-actinot. De remarcat faptul că, în unele puncte mineralizate, ganga este constituită în mod predominant din cuarț (p. Padinii, Mina Transilvania), pe cînd în altele predominant este carbonatul, în principal calcitul (p. Gura Cailor).

Tabelul nr. 1

Succesiunea de depunere a mineralelor care constituie mineralizația cupriferă de la Almășel—Drocea



Multe dintre cristalele de cuarț sînt zonate, fapt ce denotă modificații ritmice în condițiile mediului în care s-au dezvoltat cristalele.

Analizînd compoziția paragenezei și relațiile structurale și texturale ale mineralelor, considerăm că activitatea hidrotermală a avut loc într-o singură fază de mineralizare, conform succesiunii de depunere figurată în tabelul nr. 1.

II. ASPECTE MORFOLOGICE ALE PIRITEI

Pirita de la Almășel prezintă atît forme cristalografice, cît și forme granulare.

Între formele cristalografice, predominante sînt cubul (pl. I, fig. 1) și cub-octaedrul; destul de rar se remarcă prezența piritoedrului (dodecaedru pentagonal). Atunci cînd apare, el constă doar din fața (210), fețele vicinale fiind slab reprezentate.

Dimensiunile cristalelor, cuburi în marea lor majoritate, variază între 0,6 — 0,9 — 1 cm și mai rar ating 2 — 2,5 cm. Foarte rar cuburile de pirită au dimensiuni ce depășesc 2 cm, în mod cu totul excepțional citîndu-se cazuri în care cristalele de pirită au dimensiuni de 4—5 cm (gal. XIII, Gura Cailor).

I. Sunagawa (1957), G. C. Amstutz și A. Ligasachi (1958), consideră pirita de tip filonian deosebită ca mod de cristalizare și ca stare cristalină de cea de tip metasomatic, fapt ce este confirmat și de studiul aspectelor microstructurale și microtexturale.

Fața (100) este de obicei mai frecventă în partea exterioară a unora dintre filoanele cercetate; de altfel, I. Sunagawa (1957) remarcă frecvența mai mare a habitusului cubic în partea externă a filoanelor, central fiind mai reprezentativ habitusul piritoedric. Interesantă este și diferența dintre habitusul cristalelor de pirită din druze și acela al piritei incluse în calcopirită (cub-octaedru față de cub) (pl. I, fig. 1). Morfologia piritei din această parageneză arată o evidentă afinitate pentru habitusul cubic. I. Sunagawa (1957), G. C. Amstutz și A. Ligasachi (1958) consideră că formele de cub ale piritei apar mai frecvent decît orice alt tip de cristal de pirită, fie în condițiile unor temperaturi înalte, fie în ale unor temperaturi joase de formare, atunci cînd concentrația de sulf a mediului în care ia naștere este scăzută; faptul este demonstrat prin prezența celui mai înalt grad de mineralizare în zona unde habitusul piritoedric predomină asupra celui cubic.

Deseori pirita de la Almășel se prezintă în forme granulare, ale căror dimensiuni sînt aproximativ uniforme; structura minereului în acest caz este foarte adesea zaharoidă, observîndu-se mai rar prezența unei calcopirite interstițiale. Alteori se disting mase largi de pirită, constînd fie din granule izolate, fie din agregate rezultate în urma concreșterilor, mase ce pe alocuri au suferit brecifieri.

III. ASPECTE STRUCTURALE ȘI TEXTURALE

Foarte frecvent se observă granule de pirită cu contur poligonal, intim întrepătrunse (structura zaharoidă) (pl. I, fig. 2) ; aceste contururi geometrice apar ca urmare a unui proces de recristalizare a minereului.

Se presupune că gradul de recristalizare este cu atît mai mare cu cît este mai mică dimensiunea granulelor rezultate în urma acestui proces, dar, conform părerii lui B o a s (citat după A. B. E d w a r d s, 1954), creșterea energiei interne a cristalelor deformate distribuită neregulat în cadrul lor este aceea care determină dimensiunea granulelor.

Este cunoscut faptul că sulfurile metalice casante, printre care se numără și pirita, suferă adesea deformări mecanice pronunțate; pe fisurile ce iau naștere astfel, se depun calcopirita și blenda în vinișoare subțiri; de multe ori pe ele se pot insinua și minerale de gangă; apare în acest mod textura brecioasă (pl. II, fig. 5). Anizotropia granulelor de pirită care mărginesc zonele mărunt fragmentate în urma zdrobirii se datorește tensiunii care se transmite în cadrul mineralului.

Textura în atoli constă în granule de pirită ce au partea centrală substituită de cuarț (cel mai adesea) sau de calcopirită (mai rar) (pl. I, fig. 4).

Unele secțiuni lustruite arată cristale izolate, rotunde de pirită cu diametrul de circa 0,6 mm, avînd incluziuni de gangă dispuse uneori concentric, alteori neregulat; astfel rezultă un aspect asemănător aceluia al unei roci fin granulare ce a luat naștere în urma influenței metamorfismului de contact.

O caracteristică a piritei de la Almășel o constituie și zonele de formă scheletică sau amoeboidală, avînd lungimea mai mare de 0,7 cm, cu marginile foarte neregulate comparativ cu matricea de cuarț. Deseori aceste forme scheletice prezintă incluziuni sferice sau neregulate de minerale de gangă.

Uneori este observată o înșiruire de cristale mărunte de pirită în asociație cu mici cantități de magnetit și calcopirită, care ocupă limitele granulelor de cuarț și care amintește de ceea ce L. J. L a w r e n c e (1967) denumea textura în lanț (*chain texture*).

IV. STRUCTURA INTERNĂ A PIRITEI

Pentru punerea în evidență a unor detalii structural interne am apelat la atacul electrolitic cu NH_4OH și la atacul cu HNO_3 conc. + CaF_2. Tratată doar cu HNO_3, pirita devine slab brun-cafenie deschis, fără a face efervescență.

În urma atacului electrolitic cu NH_4OH, utilizînd curentul de la o baterie de 4,5 V și folosind un electrod de grafit (în lipsa platinei) și altul de oțel, se obțin microstructuri zonare destul de distincte (pl. II, fig. 6 și 7). Ele constau dintr-o serie de linii de coroziune paralele sau concentrice, care marchează momentele de discontinuitate în creșterea cristalelor, care sînt datorate modificărilor survenite în condițiile fizico-chimice ale soluțiilor. Creșterea reluată poate fi mai pronunțată pe o față a cristalului decît pe alta, în funcție de accesibilitatea soluțiilor mineralizante, în așa fel încît pot să existe diferențe considerabile de formă între zonele cele mai interioare și cele mai exterioare. S-a dovedit experimental că cristalele izometrice cresc mai repede pe partea așezată în direcția de curgere a soluției care generează depunerea (W. H. N e w h o u s e, citat după A. B. E d w a r d s, 1954). În unele cazuri au fost observate agregate ce constau

din cristale mărunte zonate, grupate împreună într-o orientare aproape paralelă. În apropiere de centrul agregatului, micile cristale zonate se ating tangențial, rezultînd o granulă majoră (granulă-mamă). B u e r g e r (citat după A. B. E d w a r d s, 1954) consideră că acest fenomen ne poate indica sensul creșterii preferate.

Atacul cu HNO_3 conc. + CaF_2 scoate în evidență detalii de aranjament interior (blocuri și subblocuri) ale unei granule de pirită; este așa-numita microtextură „în blocuri" (pl. III, fig. 8 și 9). Dimensiunile „blocurilor" sînt de ordinul micronilor, iar cele ale „subblocurilor" de ordinul zecimilor de microni.

În mod obișnuit, „blocurile" au formă neregulată, foarte rar prezentînd și contururi geometrice, cu aspect triunghiular. Aceasta ar confirma ipoteza lui A. P. P e r e l i a e v (1963 *b*), după care „blocurile" piritei de tip filonian au formă neregulată, fără trăsături cristalografice și sînt, de regulă, dispuse haotic; în contrast cu acestea, „blocurile" piritei metasomatice au forma regulată și sînt dispuse în mod ordonat pe o direcție preferențială.

Diferențele menționate mai sus între caracterele „blocurilor" celor două tipuri genetice de pirită se reflectă și în unele proprietăți fizice ale acesteia. Așa, spre exemplu, duritatea [1] piritei de la Almășel este de 7,3, iar greutatea specifică este de 5,4. Aceste valori vin în contrast cu valorile normale determinate pentru pirită, dar aspecte similare au fost menționate și de A. P. P e r e l i a e v (1963 *b*) într-un studiu sistematic efectuat pe probe de pirită filoniană și metasomatică; pentru pirita filoniană, el a obținut valori de 7,5 pentru duritate și 5,42 pentru greutatea specifică, iar pentru cea metasomatică de 8,2 și, respectiv, 5,28. Pe baza acestor date, pirita de la Almășel poate fi asociată tipului genetic filonian.

V. INVESTIGAȚII PRIVIND TEMPERATURA DE FORMARE

Pe cuarțul asociat intim piritei au fost efectuate o serie de determinări geotermometrice. În paralel, prin urmărirea variației conținutului în elemente-urmă în raport cu adîncimea, s-au adus argumente în sprijinul concluziilor studiului geotermometric. S-au făcut 108 determinări pe 6 cristale negative de cuarț, utilizîndu-se măsuța de încălzire Böetius. Trei cristale provin de la pîrîul Gura Cailor (gal. I), unul de la pîrîul Padinii (gal. XIV), iar două de la galeria XI Hindemburg.

Histograma (fig. 1) întocmită pe baza măsurătorilor reliefează faptul că în cazul cuarțului procesul de cristalizare s-a desfășurat într-un interval larg, dar cu un maxim de frecvență situat între temperaturile 210 — 230° C (tabelul nr. 2).

Analizele spectrale arată pentru pirita de la Almășel următorul conținut în elemente-urmă: Co, Ni, Ag, Mo, V, Pb, Zn, Cu și Ti. Dintre aceste microelemente, conținuturile în Co, Ni și Ag au servit pentru stabilirea unor concluzii privind temperatura de formare a piritei. De altfel, relația

[1] S-au efectuat în mod sistematic 15 determinări cu microdurimetrul PMT 3.

conținut/adîncime pentru aceste trei microelemente a fost figurată într-o diagramă (fig. 2). Variația conținutului în Co/Ni și Ag îmbracă forma liniară. Cele două linii de variație arată un aspect asemănător cu acela al

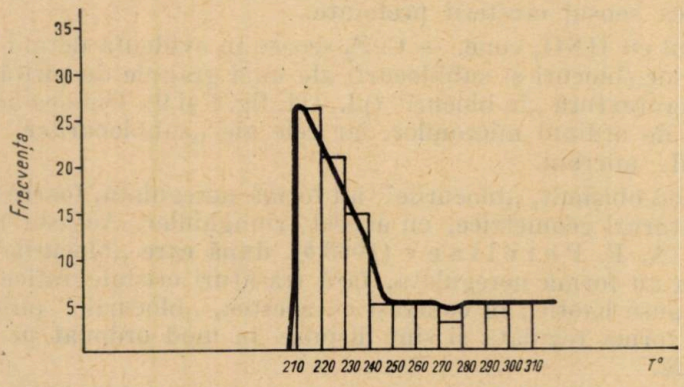


Fig. 1. — Histograma și curba de frecvență a temperaturilor de omogenizare ale incluziunilor fluide primare din cristalele de cuarț asociate piritei. Almășel, Munții Drocea.

diagramelor Hawley (1952), efectuate pentru aceste trei elemente, pe probe de pirită din zăcăminte aurifere situate în estul Canadei. Conținutul în Co/Ni arată o creștere ușoară cu adîncimea, în vreme ce acela în Ag

Tabelul nr. 2

Temperatura de omogenizare a incluziunilor lichide primare din cristalele de cuarț asociate cu pirită de la Almășel — Munții Drocea (°C)

Localizare	Cristal	Număr determinări	Temperatura			Diferența	Maxim de frecvență
			medie	minimă	maximă		
Galeria I (Gura Cailor)	I-a	15	275	210	340	130	230—240
Galeria I	II-a	29	250	210	285	75	225
Galeria I	II-b	23	256	212	300	88	235
Galeria I	III-a	11	266	222	310	88	230—235
Galeria I	III-b	9	225	200	250	50	205
Galeria XIV (p. Padinii).	IV	5	250	215	280	65	225
Galeria XI (p. Hindemburg)	V	10	255	215	295	80	220
Galeria XI (p. Hindemburg)	VI	8	237	205	270	65	210

descrește la orizonturi situate la adîncimi mai mari. (gal. XIII, Gura Cailor sau orizontul 55 Transilvania). De menționat că diagramele amintite mai sus au fost întocmite pe baza studiilor spectrale pe probe de pirită cărora J. E. Hawley le atribuie un caracter hidrotermal. Același

autor remarcă ca interesantă relația dintre conținutul în microelemente și temperatura de formare a piritei. El observă că pirita de temperaturi mai joase arată conținuturi mai ridicate în Ag, Pb, Zn, dar mai scăzute

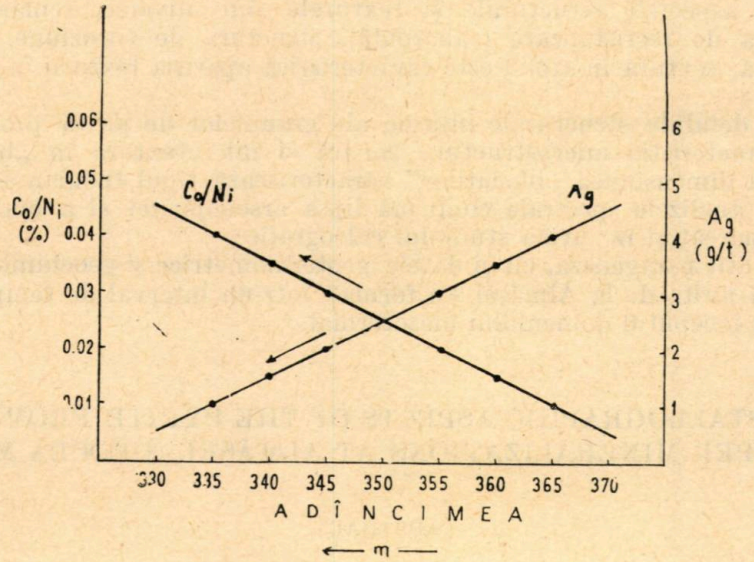


Fig. 2. — Diagramă privind relația dintre variația conținutului în Ni/Co și Ag din pirită și adîncimea de formare. Almășel, Munții Drocea.

în Ni și Co. O situație similară pare a fi și la Almășel, fapt confirmat și argumentat pozitiv de analizele spectrale efectuate pe probe de pirită recoltate de la mai multe nivele mineralizate.

★

Pe baza celor expuse mai sus putem afirma următoarele :

1) Mineralizația cupriferă de la Almășel, asociată complexului ofiolitic de vîrstă jurasică, este caracterizată printr-o formă filoniană de zăcămînt. Filoanele au grosimi relativ reduse și au orientarea generală nord-est—sud-vest, înclinarea fiind estică. Volburi apar doar în zona mineralizată de la pîrîul Gura Cailor, atingînd uneori grosimi de 3—4 m. Parageneza este relativ simplă, constînd în principal din pirită și calcopirită, la care se adaugă în cantități reduse magnetit, hematit, blendă, galenă, tetraedrit, oligist, toate incluse într-o gangă de cuarț, clorit, calcit. Relațiile structurale și texturale ale mineralelor sînt variate, predominînd însă texturile de deformare mecanică (brecioase), fapt ce denotă tensiuni locale pronunțate; interesantă este și textura în lizieră observată între bornit și calcopirită.

Pe baza relațiilor dintre mineralele paragenezei se consideră că activitatea hidrotermală, care a determinat cristalizarea mineralelor citate, a avut loc într-o singură fază de mineralizare (tabelul nr. 1), la începutul căreia sînt situați oxizii de fier, primul dintre mineralele sulfurice separate fiind pirita, care în același timp predomină în mod net din punct de vedere cantitativ asupra celorlalte minerale.

2) Observațiile făcute asupra eșantioanelor de pirită reliefează o serie de trăsături caracteristice, și anume :

a) habitusul cubic predomină net față de cel octaedric și de cel pirito-edric ;

b) aspectele structurale și texturale sînt diverse, remarcîndu-se structura de recristalizare (zaharoidă), structura de coroziune, textura brecioasă, textura în atoli ; este caracteristică apariția texturii în lanț sau în rețea ;

c) detaliile structurale interne ale granulelor de pirită prezintă în mod caracteristic microstructura zonară și microtextura în „blocuri" ; forma și dimensiunea „blocurilor" caracterizează tipul filonian de pirită ;

d) analizele spectrale confirmă lipsa arsenopiritei și a bravoitului, fapt remarcat și în urma studiului calcografic ;

e) atît parageneza, cît și datele geotermometrice și geochimice precizează că pirita de la Almășel s-a format într-un interval de temperatură situat la începutul domeniului mezotermal.

CRYSTALLOGRAPHIC ASPECTS OF THE PYRITE FROM THE COPPER MINERALIZATIONS AT ALMĂȘEL (DROCEA MTS).

ABSTRACT

The Almășel's copper ore deposits (Drocea Mountains) are associated to the Jurassic ophiolitic complex.

Paragenesis, simple relatively to other copper ore deposits, is constituted mainly of pyrite and chalcopyrite ; the gangue is preponderantly quartzose.

Among the various structural and textural aspects of the ore the paper presents some more interesting.

The hydrothermal activity took place in the only mineralization stage at the beginning of which are situated the iron oxides ; after their deposition there *followed* that of sulphides.

The pyrite study, which covers most of this paper, comprises some interesting features of the Almășel pyrites regarding the morphology, mode of association, temperature of formation based on the geothermometrical and geochemical data and the microstructural and microtextural features.

BIBLIOGRAFIE

Amstutz G. C., Ligasachi A. (1958), *Mineralization zoning based on habit changes of pyrite*. Bull. Geol. Soc. Amer., **69**, *12/2*, 1 529.

Betehtin A. G., Genkin A. D., Filimonova A. A., Șadlun T. N. (1964), *Structurno-tecsturnie osobenosti endoghenih rud*, Izdat. „Nedra", Moscova.

Bîhover N. A. (1963), *Raspredelenie mirovîh resurssov mineralnogo siria po epoham rudoobrazovania*, Moscova.

Borodin L. S. (1963), *On the criteria of the determination of metacrysts of ore and non-metallic minerals*, Symposium problems of Postmagmatic ore deposition, Praga.

CAMBEL B., JARKOWSKY J. (1966), *The posibility of utilising of the nickel and cobalt in pyrites as indicators of ore genesis*, Geol. Sborn., **XVII**, *1*.

EDWARDS A. B. (1954), *Textures of ores minerals*, Melbourne.

ERMAKOV N. P. (1957), *Importance of inclusions in minerals to the theory of ore genesis and study of the mineral forming medium*, D.A.H. C.C.C.P., **45**, *5*.

HAWLEY J. E. (1952), *Spectrographic studies of pyrite in some easthern Canadian gold deposits*, Ec. Geol., **47**, *3*.

IVANOV S. N., IAROŞ P. (1965), *O statie A. P. Pereliaeva „Vnutrennee stroenie zerion pirita ot razlicinogo genezisa i metodica isledovania"*, Geol. Rudn. Mestorojd., *3*.

KUTINA J. (1963), *On quartz metacrysts in siderite and on selective replacement in monomineral aggregates*, Symposium problems of Postmagmatic ore deposition, Praga.

LAWRENCE L. J. (1967), *A mineragraphic study of Mount Morgan Copper-Gold ore*, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, *223*, sept.

LINDGREN W. (1933), *Mineral deposits*, Mc Graw Hill Book Company, Inc., New York, Londra.

PERELIAEV A. P. (1963 *a*), *Some features of the internal structure of pyrite grains of hydrothermal origin (in Russian)*, Symposium problems of Postmagmatic ore deposition, Praga.

— (1963 *b*), *Vnutrennee stroenie zerion pirita ot razlicinogo genezisa i metodica isledovannia*, Geol. Rudn. Mestorojd., *6*.

RAMDOHR P. (1962), *Rudnie mineralt i ih srastania*, Izd. I. L., Moscova.

SAVUL M., POMÎRLEANU V. (1964), *Însemnătatea metodei statistice în geotermometrie*, Rev. minelor, *7*.

SAVU H. (1962), *Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţii la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea*, An. Com. geol., **XXXII**.

SOCOLESCU M. (1944), *Les affleurements de minerais de la région Vaţa — Şoimuş — Buceava — — Săvîrşin — Zam (Depart. de Hunedoara et d'Arad)*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXVIII**.

SUNAGAWA I. (1957), *Variation in Crystal habit of pyrite*, Geol. Survey of Japan, Report nr. 175.

Primit la redacţie
la 8 ianuarie 1969

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

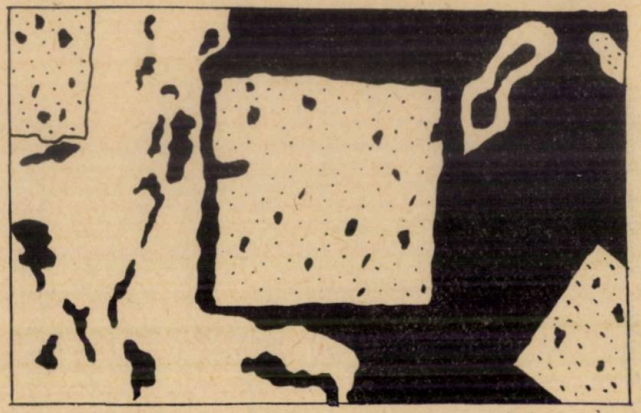


Fig. 1. — Cristale cubice de pirită incluse în calcopirită (alb) și cuarț (negru); 80×.

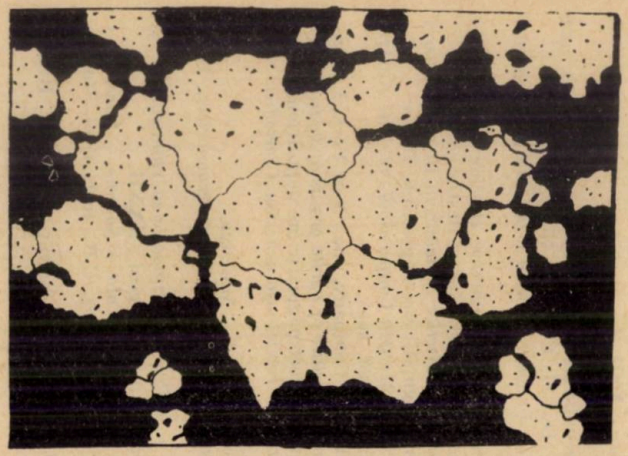


Fig. 2. — Granule poligonale de pirită intim întrepătrunse. Structură zaharoidă; cu negru ganga de cuarț; 40×.

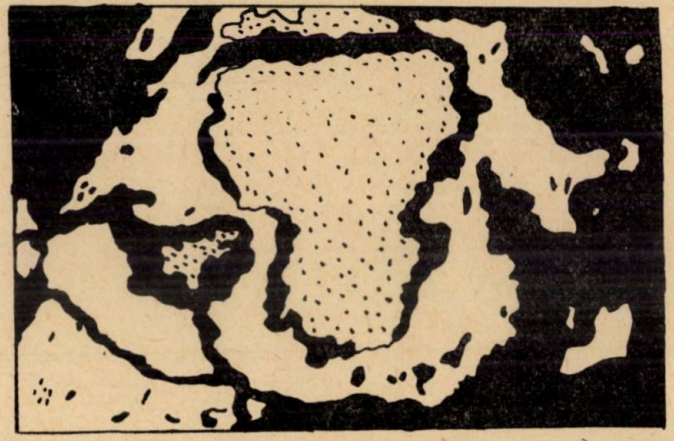


Fig. 3. — Granulă de pirită corodată de calcopirită (alb). Structură de corodare; ganga este constituită din calcit (negru); 40×.

Fig. 4. — Textura în atoli. Partea centrală a cristalului de pirită este substituită de cuarț; cu alb calcopirita; 65×.

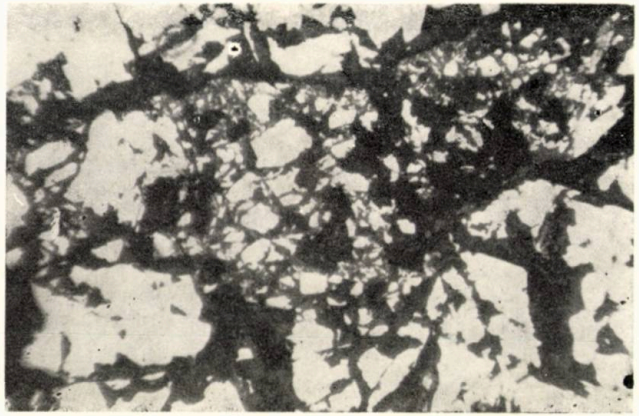


Fig. 5. — Textura brecioasă ; 80×.

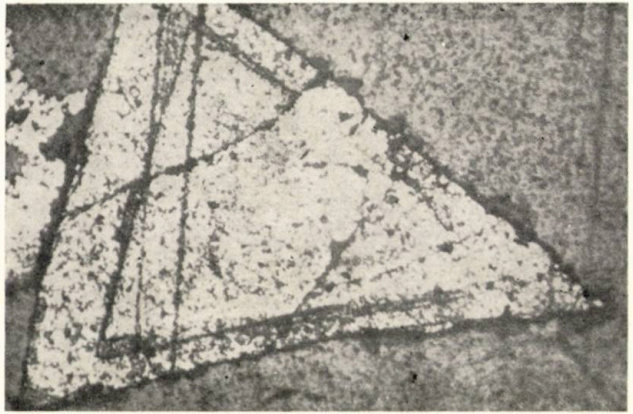


Fig. 6. — Detaliu de structură internă. Microstructură zonară a unui cristal octaedric de pirită ; atac electrolitic cu NH_4OH ; 30×.

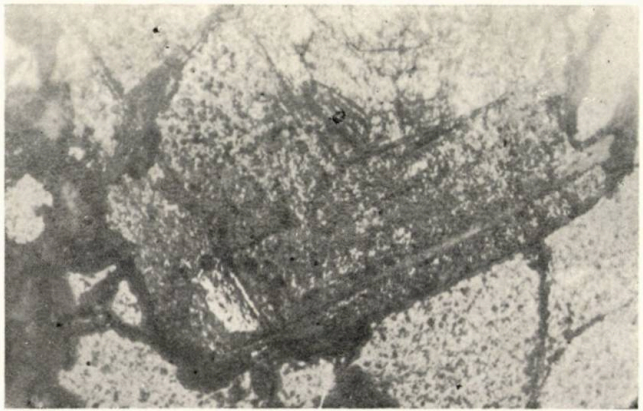


Fig. 7. — Detaliu de structură internă. Microstructură zonară a unei granule de pirită ; atac electrolitic cu NH_4OH ; 30×.

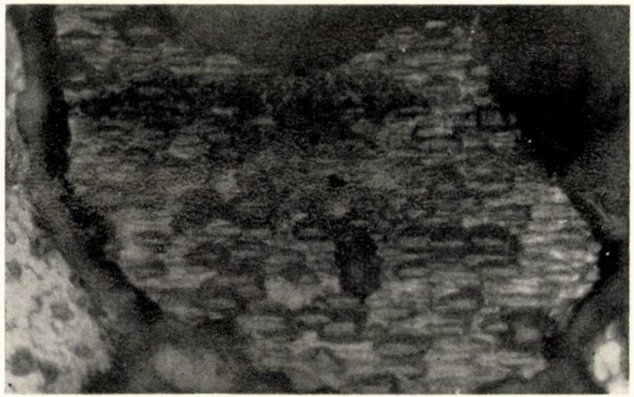


Fig. 8. — Detaliu de structură internă. Microtextura „în blocuri" a piritei ; atac cu HNO_3 conc., + CaF_2 : 200 ×.

Fig. 9 — Detaliu de structură internă. Microtextura „în blocuri". Se remarcă „blocuri" cu contur geometric triunghiular; atac cu HNO_3 conc. + CaF_2; 200×.

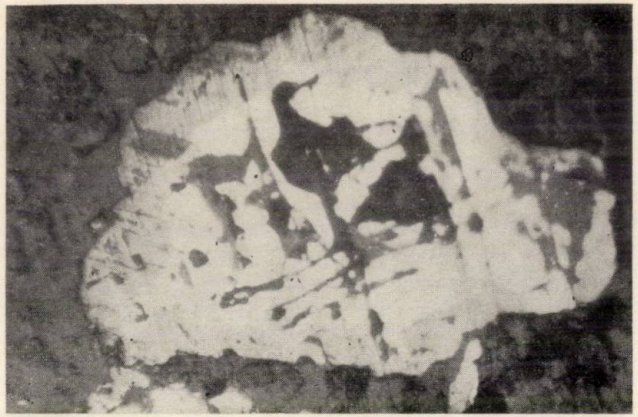


Fig. 10. — Concreșteri de exsoluție între blendă și calcopirită. Blenda se dezvoltă ca lamele orientate în planele cristalografice ale calcopiritei (în alb); de asemenea, ca o foarte fină lizieră, blenda (cenușiu deschis) substituie partea marginală a granulelor de calcopirită; 80×.

Fig. 11. — Detalii într-o lamelă de hematit indicînd fenomenul de mușchetovitizare. În locul hematitului (alb), care rămîne doar ca mici insulițe dispuse în partea centrală a lamelelor, se dezvoltă puternice plaje de magnetit (cenușiu deschis); 200×.

Fig. 12. — Bornit (cenușiu închis) și calcozină (cenușiu deschis) de origine supergenă dezvoltate pe calcopirită; 80×.

CONSIDERAȚII PRIVIND STRUCTURA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR BISTRIȚEI

DE

I. RĂDULESCU

Munții Bistriței, la alcătuirea cărora participă în cea mai mare parte șisturile cristaline și subordonat formațiuni sedimentare mezozoice și neozoice, ocupă partea centrală a unității cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Din punct de vedere structural, masivul cristalin al Munților Bistriței nu se individualizează ca atare, el integrîndu-se în structura generală a cristalinului est-carpatic. Cercetările recente au demonstrat că marile structuri din cadrul acestui masiv se continuă nemijlocit spre nord-vest în Munții Maramureșului și în partea de nord-est a Munților Rodnei (I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu, 1968, G. Pitulea, 1967, I. Rădulescu, 1969), iar spre sud-est în Munții Giurgeului și ai Hăghimașului (Ludmila Rădulescu și colab. 1967) [1], astfel că principalele concluzii privind structura geologică a cristalinului din Munții Bistriței sînt valabile pentru cea mai mare parte a unității cristalino-mezozoice din Carpații Orientali.

Literatura geologică referitoare la Munții Bistriței este deosebit de bogată, cercetătorii fiind stimulați de-a lungul timpului să abordeze studiul acestei regiuni atît de existența unor variate mineralizații, cît și de relațiile geologice complexe care o caracterizează. Dintre lucrările mai vechi se remarcă cele publicate de V. Bușureanu (1920), I. Atanasiu (1929), M. Savul (1927, 1938) și Th. Kräutner (1930), lucrări cu caracter regional și de sinteză în care, pe lîngă problemele de litologie și metamorfism, este analizată structura masivului cristalin în ansamblu și relațiile dintre acesta și unitățile geologice învecinate. Mai recent, M. Savul (1954), M. Savul și Gh. Mastacan (1940 și 1957), V. Ianovici (1956), V. Ianovici și C. Ionescu (1966),

[1] Ludmila Rădulescu, M. Arion, V. Puiu și Maria Puiu, *Raport privind cercetările geologice de sinteză în cristalinul Carpaților Orientali, sectorul Tulgheș — Hăghimaș*, Arh. C.S.G., 1967.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 95–105. București, 1970

C. Ionescu (1962), R. Dimitrescu (1960—1965), I. Băncilă (1958), M. G. Filipescu (1955 şi 1967), Marcela Dessila-Codarcea (1964—1968), I. Bercia şi colab. (1967), M. Mureşan (1967 şi 1968), G. Pitulea (1967), H. G. Gräutner (1965 şi 1968), I. Rădulescu şi colab. (1966—1968) etc. publică o serie de date noi privind mineralizaţiile, stratigrafia şi structura masivului cristalin din regiune.

Datorită faptului că în ultimul timp s-a impus ca o necesitate de prim ordin descifrarea structurii geologice din Munţii Bistriţei, atît pentru fundamentarea ştiinţifică a lucrărilor geologice de valorificare în condiţii economice a bogăţiilor minerale cunoscute în regiune, cît şi în scopul orientării judicioase a cercetărilor pentru punerea în evidenţă a noi acumulări de substanţe minerale utile, lucrările publicate în ultimul deceniu abordează cu insistenţă problemele structurale şi metalogenetice privind masivul cristalin est-carpatic.

În acest sens se remarcă tendinţa de reluare a interpretărilor mai vechi (M. Savul, Th. Kräutner) cu noi argumente, considerîndu-se masivul cristalin ca fiind format din una (G. Pitulea), două sau multiple pînze de şariaj suprapune succesiv (I. Bercia, H. G. Kräutner, M. Mureşan). În acelaşi timp, Marcela Codarcea-Dessila şi Violeta Iliescu întreprind fructuoase cercetări în vederea stabilirii vîrstei sedimentelor din care au luat naştere şisturile cristaline, pe baza studiului microfloristic, primul autor preocupîndu-se de orizontarea seriilor cristaline, şi pe baza analizei litologice de ansamblu, şi de acordarea rezultatelor obţinute în Carpaţii Orientali cu interpretările proprii privind evoluţia masivelor de şisturi cristaline din întreaga ţară.

Susţinuta activitate de cercetare geologică desfăşurată în Munţii Bistriţei recent a condus la acumularea unui bogat material faptic şi de interpretare publicat, a cărui discutare critică ar necesita o lucrare mai vastă, depăşind intenţiile noastre. Limitîndu-ne la asamblarea într-un tot unitar a numeroaselor observaţii proprii, corelate cu datele certe obţinute de alţi cercetători, am obţinut o imagine structurală a Munţilor Bistriţei simplă şi cu atît mai logică — îndeosebi în ce priveşte evoluţia prealpină a regiunii — , pe care o considerăm apropiată realităţilor din teren şi care se integrează organic în schema, schiţată recent (Marcela Codarcea-Dessila, 1965, 1966 şi 1967), asupra evoluţiei Carpaţilor româneşti, imagine pe care o supunem discuţiei cercurilor largi de specialitate.

Masivul cristalin din Munţii Bistriţei este constituit din şisturi mezometamorfice şi epimetamorfice, care diferă ca timp de formare şi alcătuire stratigrafică. Cercetările noastre au pus în evidenţă faptul că şisturile seriei mezometamorfice, care ocupă partea profundă a edificiului structural, s-au format independent de şisturile epimetamorfice (I. Rădulescu, 1967; I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu 1967 şi 1968; I. Rădulescu, 1969), pe seama unei stive sedimentare detritogenă cu interstratificaţii de produse vulcanice şi organogene, pe alocuri străpunsă de roci magmatice. Metamorfismul acestei stive, care probabil include produsele mai multor cicluri tectono-magmatice vechi, a avut o intensitate înaltă, corespunzînd faciesului amfibolitelor cu almandin. După caracterele litologice (Marcela Codarcea-Des-

sila 1965, 1966 și 1967), relațiile premetamorfice dintre diferitele complexe stratigrafice (I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu, 1968; I. Rădulescu, 1969), conținutul microfloristic (Violeta Iliescu și Marcela Codarcea-Dessila 1965; Marcela Codarcea-Dessila, 1966) și relațiile stabilite ulterior între șisturile mezometamorfice și cristalinul format mai tîrziu, se pare că formațiunile din care provin șisturile mezometamorfice aparțin în exclusivitate precambrianului, în cea mai mare parte proterozoicului inferior, iar transformarea lor în șisturi cristaline a avut loc în timpul unei faze de cutare și metamorfism proterozoică. Metamorfismul acestei stive a fost însoțit — și în bună parte urmat — de frecvente fenomene de migmatizare și feldspatizare potasică, care au dus la formarea granitoidelor de Tulgheș [2] și a gnaiselor oculare de tip Rarău (I. Rădulescu și colab., 1967; I. Rădulescu, 1969), Prisecani și Hăghimaș[3].

După desăvîrșirea metamorfismului proterozoic, edificiul cristalin cutat care a luat naștere a fost exondat și supus unei îndelungate acțiuni de denudare; s-a format un relief puternic erodat, care ulterior a servit, în cea mai mare parte a sa, dacă nu în totalitate, ca suport pentru acumularea unor serii sedimentare aparținînd unor noi sisteme geosinclinale.

Șisturile epimetamorfice au luat naștere succesiv, în timpul a cel puțin două cicluri metamorfice distincte. Stabilirea acestui fapt — cu certitudine — a fost posibilă prin corelarea datelor stratigrafice și structurale rezultate din cercetările noastre în regiune cu determinările microfloristice întreprinse de către Violeta Iliescu și Marcela Codarcea-Dessila (1965) în diferitele complexe de șisturi epimetamorfice din Carpații Orientali.

Pe soclul cristalin format anterior, în urma unei intense sedimentări transgresive s-a acumulat o stivă cu grosime variabilă de depozite detritice, în alternanță cu formațiuni vulcanogen-sedimentare și organogene, care la finale proterozoicului a suferit un metamorfism regional de intensitate slabă — corespunzător faciesului de șisturi verzi. Concomitent cu transformarea în șisturi epimetamorfice a succesiunii de roci sedimentare și vulcanogene, partea superioară (în acel timp) a soclului mezometamorfic a suferit un metamorfism regresiv, șisturile cristaline anterior formate adaptîndu-se la noile condiții de echilibru mineralogic. (I. Rădulescu, 1967; I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu, 1967). Caracterul transgresiv al acestei stive de roci, pe un relief de șisturi mezometamorfice puternic cutate și erodate, este evidențiat prin așezarea discordantă a șisturilor epimetamorfice — uneori făcînd parte din complexe stratigrafice superioare — peste șisturi mezometamorfice aparținînd diferitelor complexe stratigrafice din fundament (V. Ianovici și C. Ionescu, 1966; I. Rădulescu și colab [4]) și îndeosebi prin existența, imediat peste fundamentul mezometamorfic, a unui orizont discontinuu de șisturi

[2] C. Ionescu, O. Gheruci, P. Costache, C. Micu, Gh. Popa, Maria Puiu, V. Puiu, M. Arion, I. Teuca, V. Nedelcu, *Raport geologic privind lucrările de prospecțiuni în regiunea Tulgheș — Corbu*, Arh. C.S.G., 1962.

[3] Ludmila Rădulescu și colab., *op. cit.* p. 95.

[4] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puiu și Maria Puiu, *Rapoartele preliminare privind cercetările geologice de sinteză în cristalinul Carpaților Orientali*, Arh. C.S.G., 1965 și 1966.

sernifitice care remaniază galeți din șisturile subiacente (I. R ă d u l e s c u, 1967).

Principalele elemente care concură la interpretarea formării distincte, în timp și ca intensitate a procesului genetic, a cristalinului mezometamorfic din fundament și a șisturilor epimetamorfice imediat superioare constau din :

— discontinuitatea vădită de metamorfism dintre cele două serii cristaline, relevată de caracterele mineralogice ale rocilor metamorfice ;

— poziția transgresivă a șisturilor epimetamorfice, ilustrată prin discordanțe unghiulare și lacune stratigrafice ;

— caracterele petrografice, stratigrafice și metamorfice ale conglomeratelor din orizontul bazal sernifitic al seriei epimetamorfice, care demonstrează formarea acestor roci pe seama cristalinului mezometamorfic preexistent ;

— dezvoltarea regională a retromorfismului șisturilor din seria mezometamorfică, strict dependent de adîncimea față de relieful pe care s-au acumulat formațiunile din seria epimetamorfică.

Vîrsta proterozoic superioară (cu eventuala includere și a unei părți din cambrian) a formațiunilor din care provin șisturile epimetamorfice menționate a fost stabilită pe baza resturilor microfloristice caracteristice rifeanului superior, identificate în șisturile epimetamorfice din zonele Leșul Ursului și Ciocănești (M a r c e l a C o d a r c e a - D e s s i l a, 1968 ; V i o l e t a I l i e s c u și M a r c e l a C o d a r c e a - D e s s i l a, 1965). În ce privește vîrsta metamorfismului, ținînd seama de faptul că peste șisturile astfel formate s-au depus formațiuni paleozoice, metamorfozate ulterior într-un nou ciclu metamorfic, trebuie să admitem că este cel mult cambriană, transformările metamorfice fiind legate de paroxismul orogenezei baicaliene. În acest sens, cristalinul nou format corespunde ciclului dornean din Carpații românești (M a r c e l a C o d a r c e a - D e s s i l a, 1965). Caracteristice pentru cutarea sinmetamorfică baicaliană sînt păstrarea vechilor direcții structurale schițate în proterozoic — în timpul metamorfismului regional de intensitate înaltă — și formarea noilor structuri plicative (din șisturile epimetamorfice) sub influența directă a megastructurilor din fundament. Credem că, o dată cu desăvîrșirea metamorfismului baicalian, blocul cristalin — constituit din vechiul fundament mezometamorfic la care s-a adăugat structura cutată a șisturilor epimetamorfice nou formate — a devenit rigid, pierzîndu-și mobilitatea geosinclinală. La solicitările tectonice ulterioare, blocul cristalin, jucînd rol de cratogen, va răspune numai prin accentuări minore ale structurilor plicative deja formate și prin importante deformații rupturale.

Exceptînd partea de sud a Munților Bistriței, pentru care nu avem pînă în prezent indicații certe relativ la evoluția sa în timpul paleozoicului, în zona Cîrlibaba — Țibău se recunoaște o reluare a activității geosinclinale, după exondarea și erodarea parțială a cristalinului format anterior. Pe un relief de șisturi epimetamorfice și mezometamorfice mai vechi, se acumulează treptat o serie de depozite detritogene și organogene într-un mediu marin de adîncime mică instalat pe un suport în subsidență continuă. În decursul epocii hercinice, noile formațiuni sînt transformate în șisturi cristaline cu un grad de metamorfism foarte apropiat de cel ce caracterizează metamorfitele ciclului baicalian. Această situație, respectiv exis-

tența unor formațiuni paleozoice metamorfozate în masivul de șisturi cristaline din Munții Bistriței, este pusă în evidență prin identificarea (Marcela Codarcea-Dessila, 1968; Violeta Iliescu[5]), în dolomitele de la confluența rîului Bistrița cu Țibăul și în calcarele rubanate de pe Valea Stînii, a unei asociații de spori aparținînd unei flore dezvoltate în paleozoic. Cercetările noastre recente au permis separarea, la baza complexului sedimentogen-organogen din văile Țibăului, Cîrlibabei și Stînii, a unor formațiuni detritogene psefitice caracteristice, dispuse discordant pe structura cutată și erodată a șisturilor epimetamorfice baicaliene și, în parte, peste șisturi mezometamorfice mai vechi, scoase la zi prin înlăturarea formațiunilor baicaliene în timpul exondării masivului de la începutul paleozoicului. În bazinul văii Șesuri am identificat brecii tectonice metamorfozate, cu elemente de roci porfirogene și cuarțite negre și ciment sericito-cuarțos. Elementele provin din metamorfite preexistente în momentul zdrobirii mecanice (roci formate în timpul orogenezei baicaliene), iar cimentul breciei a suferit transformări metamorfice ulterioare, egale ca intensitate cu cele suferite de complexul paleozoic menționat. Aceste date impun admiterea unui metamorfism hercinic independent de cel baicalian, care a transformat în roci metamorfice atît formațiunile depuse pe soclul baicalian, cît și tectonitele din cadrul soclului. La aceeași concluzie conduce și compararea caracterului cutărilor ce au afectat cele două entități: pe cînd șisturile epimetamorfice baicaliene, care constitue fundamentul formațiunilor detritogene și organogene paleozoice, vădesc o cutare strînsă, în cute izoclinale deversate spre vest (I. Rădulescu și colab., 1967; I. Rădulescu, 1969), complexul paleozoic formează cute largi, drepte și disarmonice față de fundament (Marcela Codarcea-Dessila, 1967). Situarea noului moment metamorfic în timpul orogenezei hercinice este impusă de faptul că peste produsele sale, provenite pe seama unor formațiuni paleozoice, se dispun formațiuni sedimentare de vîrstă triasică neafectate de metamorfism, în ale căror orizonturi bazale conglomeratice sînt remaniate și metamorfite hercinice (I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu)[6].

★

Marile structuri plicative proprii masivului cristalin, care se urmăresc pe direcția NV-SE în tot lungul Munților Bistriței (pe alocuri fiind decroșate de-a lungul principalelor zone rupturale transversale), sînt rezultate ale succesiunii în timp și ale suprapunerii în spațiu a epocilor de cutare și metamorfism proterozoică și baicaliană. În proterozoic s-au schițat principalele nuclee structurale, iar în timpul orogenezei baicaliene au luat naștere zonele anticlinale și sinclinale din cristalin, pe amplasamentul vechilor structuri din fundamentul proterozoic. În general, făcînd abstracție de complicațiile tectonice ulterioare, în Munții Bistriței se disting patru mari zone plicative, care se succedă astfel de la est spre vest:

1. Zona sinclinală de est (sinclinalul Fundul Moldovei — Broșteni — Grințieș), care se dezvoltă paralel cu marginea estică a masivului cristalin.

[5] Violeta Iliescu, *Studiul palinologic al șisturilor cristaline de la Cîrlibaba*, Arh. C.S.G., 1965.

[6] I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu, *Raport geologic asupra prospecțiunilor din regiunea Pojorita — Fundul Moldovei — Breaza*, Arh. C.S.G., 1959.

La est de aceasta, în sectorul Borca — Stejarul — Primatar se schiţează o cută anticlinală de amploare mică, care se continuă spre sud-est de „pintenul de Dămuc".

2. Zona anticlinală centrală (anticlinalul Dadu — Mestecăniş — Zugreni — Barnar — Neagra — Tulgheş); spre sud-est se urmăreşte neîntrerupt în Munţii Hăghimaş, pînă în extremitatea sudică a masivului cristalin [7].

3. Zona sinclinală centrală (sinclinalul Bistriţa — Bistricioara). Spre nord-vest se continuă în Munţii Maramureşului (pe la izvoarele Ţibăului) şi mai departe, pe la est de anticlinalul axial al Masivului Rahov, în Ucraina Subcarpatică; spre sud-est, zona sinclinală ia o mare amploare în bazinul rîului Bistricioara (Bilbor), continuîndu-se pe la est de masivul sienitic de la Ditrău şi Depresiunea Gheorghienilor pînă la Mihaileni-Ciuc.

4. Zona anticlinală de vest (anticlinalul Bretila — Iacobeni — Bilbor). Spre nord-vest această zonă anticlinală se urmăreşte prin Munţii Maramureşului pînă la anticlinalul central din Masivul Rahov, iar spre sud-est formează marginea masivului cristalin pe aliniamentul Lăzarea — Voşlăbeni—Izvorul Mureş — Sîndominic. În sectorul Coşna—Rusaia, la vest de zona anticlinală menţionată, se schiţează un sinclinal larg, ce se urmăreşte în continuare spre nord-vest în versantul de nord al Munţilor Rodnei, la est de culminaţia anticlinală Roşu — Ineu (I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu, 1967).

În epoca hercinică, structura astfel schiţată nu suferă decît neînsemnate accentuări ale cutării şi unele ondulaţii axiale, dar este puternic afectată de fenomene rupturale de amploare, blocul cristalin comportîndu-se în ansamblu ca o masă cratogenă. Formaţiunile paleozoice din zona Cîrlibaba — Ţibău sînt transformate în şisturi cristaline şi formează o largă zonă sinclinală, care nu mai corespunde unei structuri similare din fundament; sinclinalul paleozoic se suprapune peste extremitatea de nord-vest a zonei anticlinale centrale.

Dislocaţiile care afectează blocul cristalin în timpul orogenezei hercinice, în cea mai mare parte direcţionale şi cu vergenţă vestică, provoacă mari deplasări pe verticală ale blocurilor determinate şi o constantă deplasare a acestora spre vest, dînd naştere la contacte anormale şi încălecări locale. Pe flancul de est al zonei sinclinale Fundul Moldovei — Broşteni se produce, de-a lungul a două fracturi paralele dispuse direcţional, ridicarea din fundament a fîşiei de şisturi mezometamorfice în parte feldspatizate (gnaise de Rarău), care mărginesc masivul cristalin între Lucina şi Rarău [8] şi se continuă spre sud pînă în bazinul văii Holda de la Broşteni [9]. Spre vest, şisturile mezometamorfice şi gnaisele de Rarău asociate lor încalecă şisturile epimetamorfice din sinclinalul amintit de-a lungul liniei tectonice de contact. Vîrsta hercinică tîrzie a acestei linii tectonice este stabilită cu suficientă certitudine: brecia tectonică identificată de-a lungul dislocaţiei nu a suferit fenomene de metamorfism (este deci posterioară metamorfismului hercinic), iar formaţiunile sedimentare triasice acoperă în numeroase puncte contactul anormal (pîrîurile Tătarca, Branişte, Bobeica, Clifele

[7] Ludmila Rădulescu şi colab., *op. cit*, p. 95.
[8] I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu, *op. cit.*, p. 99.
[9] I. Rădulescu şi colab., *op. cit.*, p. 97.

etc.), fără a fi dislocate de aceasta [10]. Alte linii tectonice direcționale, avînd același caracter de încălecare spre vest a compartimentului estic și fiind probabil tot de vîrstă hercinică, sînt cele ce se urmăresc ușor, prin contactul anormal dintre șisturi mezometamorfice și epimetamorfice pe care-l determină, pe pîrîul Țibăuaș, în zonele : Roșu, Șarul Dornei — Păltiniș, Drăgoiasa — Bilbor și în bazinele văilor Bărnărel, Barnar, Neagra și Bistricioara (I. Rădulescu, 1969). Este posibil ca și dislocațiile direcționale, prin intermediul cărora cristalinul încalecă (de la est spre vest) formațiuni mezozoice (Delnița, Valea Putnei — Giumalău, Puciosul — Iacobeni etc.), să se fi schițat tot în paleozoic și să fi fost reactivate în fazele orogenetice ulterioare ale ciclului alpin. Un argument în acest sens este vergența acestor dislocații constant vestică, corespunzătoare stilului altaic (I. Atanasiu, 1929) ce caracterizează dislocațiile antemezozoice, ca și diversitatea formațiunilor mezozoice pe care le încalecă cristalinul de-a lungul aceleiași dislocații (triasic, triasic + jurasic, triasic + jurasic + cretacic).

Dislocațiile transversale, care compartimentează structura blocului cristalin, se grupează în zone de fracturi majore, de adîncime, dintre care unele se prelungesc în afara masivului, afectînd și formațiunile sedimentare mai noi. Nu este exclus ca o parte dintre acestea să fie tot fracturi vechi, reactivate succesiv în diferite faze orogenice ale ciclului alpin, judecînd după efectele lor diferențiate în funcție de vîrsta formațiunilor pe care le afectează. Principalele zone de fracturare transversală, avînd caracterul menționat mai sus, se urmăresc pe aliniamentele : izvoarele Someșului — Cîrlibaba — Moldova Sulița, Suhardul — Breaza, Coșna — Fundul Moldovei, Vatra Dornei — Rarău, Păltiniș — Ostra, Drăgoiasa — Dîrmoxa — Broșteni, Borsec — Grințieș și Capul Corbului — Barasău.

Caracterele tectonizării transversale a zonei cristalino-mezozoice din Munții Bistriței, ca și numeroasele dovezi privind natura carpatică a fundamentului cristalin din zona internă a flișului (I. Băncilă, 1958; M. G. Filipescu, 1955 și 1967), implică admiterea unei evoluții comune a celor două zone pînă în timpul mezozoicului. Fractura profundă care separă cele două unități (zona cristalino-mezozoică și zona flișului), deși s-a definitivat relativ tîrziu la amploarea actuală, se pare că a fost schițată tot în timpul orogenezei hercinice, o dată cu cea mai mare parte a liniilor tectonice direcționale din cadrul masivului cristalin. Ținînd seama însă de vergența sa spre est, diferită de cea vestică frecvent observată în cadrul cristalinului, dar comună cu cea a liniei tectonice care limitează spre est compartimentul cristalinului mezometamorfic cu gnaise de Rarău (I. Rădulescu și Gh. Bîgu, 1968) și cu a tuturor dislocațiilor longitudinale din cadrul zonei flișului — care afectează neîndoielnic și fundamentul cristalin al acesteia —, s-ar putea admite că în timpul orogenezei hercinice blocul cristalin carpatic (incluzînd și fundamentul flișului) a suferit o ridicare axială și o deversare tectonică bilaterală după linii de fractură direcționale, convergente în adîncime, zona axială constituind-o aria de ridicare din fundament a fîșiei de șisturi mezometamorfice în care sînt localizate „gnaise de Rarău" În acest caz, „stilul altaic" al tectonicii antemezozoice din cadrul unității cristalino-mezozoice reprezintă, în tec-

[10] *Ibidem*, nota 8.

tonica generală a cristalinului carpatic, numai aspectul particular, caracteristic pentru flancul de vest al orogenului hercinic. În orice caz, fapt cert este că transgresiunea care deschide ciclul de sedimentare de la începutul mezozoicului s-a exercitat peste întreaga arie ocupată de cristalinul carpatic, în bună parte peneplenizată, şi o dată cu aceasta transformările cu caracter de metamorfism regional încetează în întreaga regiune.

Descifrarea evoluţiei geologice a terenurilor din Munţii Bistriţei, începînd din mezozoic, este mult facilitată de prezenţa formaţiunilor sedimentare nemetamorfozate, relaţiile dintre acestea şi cristalin oferind argumente pentru datarea lor cu mai multă certitudine. Amploarea deosebită a transgresiunii triasice este ilustrată de prezenţa formaţiunilor conglomeratice şi dolomitice, ca resturi cruţate de eroziune, în numeroase puncte de pe întreg domeniul cristalin (Ţibău, Şeşuri, valea Bahna, Lucina, Delniţa — Valea Putnei — Giumalău, Puciosul — Iacobeni — Argestru, Glodu, Tulgheş etc.), în afara zonei de sedimentare din cuveta marginală a Bucovinei (Breaza — Rarău). Pretutindeni, caracterul formaţiunilor atestă condiţii identice de sedimentare, care au evoluat lent; între orizontul bazal al conglomeratelor şi dolomite trecerea se face treptat, prin intermediul gresiilor şi dolomitelor şistoase-argiloase, observîndu-se recurenţe repetate între acestea. Acelaşi caracter îl prezintă trecerea de la dolomite la jaspuri şi şisturi argiloase roşii situate la partea superioară a ansamblului stratigrafic de vîrstă triasică [11].

Exceptînd cuveta Rarăului, în interiorul ariei ocupate de cristalin găsim mai puţine indicii despre prezenţa formaţiunilor jurasice. Acestea apar asociate triasicului de la Valea Putnei — Giumalău, Puciosul — Iacobeni şi Tulgheş, fiind probabil înlăturate prin eroziune din restul regiunii. În cretacic se remarcă diferenţierea condiţiilor de sedimentare de pe ariile zonelor cristalino-mezozoică şi a flişului, diferenţiere provocată cu siguranţă de scufundarea cristalinului situat la est de linia tectonică ce limitează unitatea cristalino-mezozoică de cea a flişului. Caracterele litologice ale celor mai vechi depozite de fliş (aparţinînd ciclului valanginian-albian inferior) ilustrează această scufundare; formaţiunile sedimentare se acumulează într-o zonă de subsidenţă lentă şi continuă, în condiţii de agitaţie tectonică crescîndă. Se pare că vechea linie tectonică a început să funcţioneze din nou la finele jurasicului, reactivată în faza austrică a orogenezei alpine, caracterul său de încălecare stabilindu-se definitiv în timpul paroxismului laramic. Concomitent, au fost reluate şi alte linii tectonice direcţionale din cadrul cristalinului est-carpatic, care, funcţionînd în sensul stabilit iniţial, au determinat încălecarea cristalinului epimetamorfic peste formaţiunile sedimentare mezozoice din zonele Delniţa — Valea Putnei — Giumalău şi Puciosul — Iacobeni — Argestru, de la est spre vest, contribuind astfel la definitivarea arhitecturii blocului cristalin.

O dată cu încheierea fazelor paroxismale ale orogenezei alpine, se pare că evoluţia structurală a blocului cristalin din Munţii Bistriţei se apropie de sfîrşit, cel puţin în linii mari. Ulterior, vechile dislocaţii vor fi reluate, dar cu amploare redusă, îndeosebi cele transversale, fără să provoace deranjamente esenţiale în structura deja stabilită. Se vor crea relaţii locale de încălecare între cristalin şi cretacicul superior în zonele Chiţcău

[11] I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu, *op. cit.*, p. 99.

— Tătarca și bazinul Glodu (I. Rădulescu și colab., 1967; I. Rădulescu, 1969) și între cristalin și eocen la izvoarele pîrîului Deaca (V. Ianovici și C. Ionescu, 1966), relații care, fără să afecteze profund structura, atestă influența cutărilor din fazele finale ale orogenezei alpine asupra blocului cristalin.

CONSIDÉRATIONS SUR LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES MONTS DE BISTRIȚA

RÉSUMÉ

L'intense activité d'investigation géologique déployée ces dernières années dans le cristallin des Carpates Orientales a conduit à de riches données — partiellement publiées — dont l'interprétation unitaire nous a permis d'obtenir une image structurale toute différente de celle acceptée à présent, surtout en ce qui concerne l'évolution pré-alpine des terrains métamorphiques des Monts de Bistrița.

— Le massif cristallin de cette région s'est établi à la suite de trois périodes, au moins, de métamorphisme régional qui se sont successivement exercées, à de grands intervalles de temps, sur des formations sédimentaires et éruptives à superposition normale.

Durant le premier cycle métamorphique (Protérozoïque) se sont les schistes mésométamorphiques de la base (connus) de l'édifice cristallin qui se sont formés et la structure plicative de la zone entière qui s'est ébauchée en grandes lignes.

Après une longue période d'exondation, une intense sédimentation transgressive a eu lieu sur le massif mésométamorphique. Elle a été interrompue, à la fin du Protérozoïque, par une nouvelle période de métamorphisme régional. L'intensité du métamorphisme de ce deuxième cycle — durant le paroxysme de l'orogenèse baïcalienne — a été moindre que celle du premier cycle, en déterminant la formation d'une première série cristalline de caractère épimétamorphique et l'adaptation — par diaphtorèse — de la partie supérieure du socle mésométamorphique aux nouvelles conditions d'équilibre minéralogique. Une fois les transformations métamorphiques baïcaliennes achevées, la structure plicative du massif cristallin s'est définie, conformément à celle ébauchée durant le Protérozoïque. Ultérieurement cette structure présentera les caractères d'un kratogène.

Durant le Paléozoïque, on reprend l'activité de sédimentation sur le même emplacement. Elle s'achève pendant l'orogenèse hercynienne par un nouveau cycle métamorphique. Le métamorphisme de ce cycle (le troisième) est comparable comme intensité au cycle baïcalien, étant mis en évidence par la discontinuité des structures plicatives, le métamorphisme des tectonites baïcaliennes et par les remaniements de schistes, formés durant le deuxième cycle.

L'analyse des éléments structuraux du massif cristallin ainsi formé, démontre un parallélisme strict entre les principales structures plicatives protérozoïques et baïcaliennes et un évident manque d'harmonie entre ces dernières et celles herciniennes. On reconnaît deux zones anticlinales et

deux zones synclinales majeures, disposées parallèlement, qui se prolongent vers le NO et SE, au-delà des Monts de Bistriţa, le long de toute la zone cristalline des Carpates Orientales, où le plissement intime est très intense et au-dessus duquel les schistes cristallins hercyniens se disposent sous forme d'un large synclinal.

Les dislocations rupturales appartiennent pour la plupart à l'orogenèse hercynienne, étant successivement reprises pendant les phases orogéniques ultérieures. Une comparaison de leur vergence et dérangements qu'elles produisent nous a conduit à la conclusion que, pendant le Hercynien, la zone cristalline carpatique (y inclus une partie du soubassement du flysch) avait été soumise à un soulèvement tectonique axial avec un déversement bilatéral, le long de certaines dislocations directionnelles convergentes en profondeur. La zone cristallino-mésozoïque actuelle, ayant une prégnante tectonique altaïque, ne représente que le flanc O de l'orogène hercynien ; le flanc E est pour la plupart affaissé sous les dépôts de la zone du flysch.

La dislocation par laquelle la zone cristallino-mésozoïque chevauche, vers l'E, la zone du flysch est aussi ancienne, apartenant au flanc E de l'orogène hercynien, mais elle est réactivée et définie à l'ampleur actuelle durant le paroxysme larramien de l'orogenèse alpine.

En déchiffrant l'évolution pré-alpine des terrains métamorphiques des Monts de Bistriţa, on arrive à la conclusion que dans l'architecture du bloc cristallin des Carpates Orientales, les amples phénomènes de charriage qui ont conduit à la formation d'un édifice de nappes superposées ne présentent pas une justification logique. La zone cristalline a une structure simple, résultée de la superposition normale de certaines séries cristallines, formées successivement.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1929), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului*, An. Inst. geol. Rom., **XIII**.

Bîgu Gh., Erhan V., Rădulescu I., Boţoman Gh. (1966), *Tectonica regiunii Valea Putnei — Valea Stinii (Carpaţii Orientali)*, An. şt. Univ. „A. I. Cuza", secţia a II-a geologie, **XII**.

Băncilă I. (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Bercia I., Bercia Elvira, Krăutner H. G., Krăutner Florentina, Mureşan M. (1967), *Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali)*, D.S., Com. geol., **LIII**/*1* (1965—1966).

Buţureanu V. C. (1920), *Masivul cristalin de la Broşteni*, An. Acad. Rom., secţia şt., **XXXVIII** (1915—1916).

Codarcea-Dessila Marcela (1965), *Cîteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpaţii româneşti*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

Codarcea-Dessila Marcela (1966), *Problema orizontării şi răspîndirii rifeanului în România*, An. Com. geol., **XXXV**.

Codarcea-Dessila Marcela (1967), *Contribuţii la evoluţia prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Codarcea-Dessila Marcela (1968), *Asupra terenurilor metamorfice din Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *2*.

Codarcea-Dessila Marcela (1968), *Evolution préalpine des massifs crystallophylliens des Karpates roumaines*, XXIII Int. Geol. Congr., 3 sect., Praga.

Dimitrescu R. (1960), *Observaţiuni privind depozitele mezozoice şi tectonica regiunii Iacobeni*, S.S.N.G., Com. geol., **I** (1957—1959).

DIMITRESCU R. (1965), *Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni*, D.S., Com. geol. **LI**/*1* (1963—1964).

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUȚĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962), *Memoriu la harta tectonică a României*, An. Inst. geol., **XXXII**.

FILIPESCU M. GH. (1955), *Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. București, *6—7*.

FILIPESCU M. GH. (1967), *Geologia Carpaților Orientali*, St. cerc. geol., geogr., geof., Seria geologie, **12**, *1*.

IANOVICI V. (1956), *Sur les gisements de minerai de manganèse de la Roumanie*, Symposion sur les gisements de minerai de manganèse, XX-Congr. Int. Geol., Mexico.

IANOVICI V., IONESCU C. (1966), *Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Țibăului — valea Coșna (Carpații Orientali)*, St. cerc., geol., geof., geogr. Seria geologie, **11**, *1*.

ILIESCU V., CODARCEA-DESSILA MARCELA (1965), *Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali*, D.S., Inst. geol., **LI**/*2*.

KRĂUTNER H. G. (1968), *Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *2*.

KRĂUTNER TH. (1930), *Geologia regiunii cursului inferior al Bistriței Aurii, văii Țibăului și Cîrlibabei*, D.S., Inst. geol., **XV** (1926—1927).

KRĂUTNER TH. (1938), *Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen)*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.

MUREȘAN M. (1967), *Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoică din Carpații Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

PITULEA G. (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (région de Pop Ivan-Tulgheș)*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Geogr., Serie de Géologie, **11**, *2*.

RĂDULESCU I. (1967), *Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali, poziția și semnificația lor geologică*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

RĂDULESCU I., RĂDULESCU LUDMILA (1967), *Zona anticlinală Rusaia— Bretila; structură și metamorfism (Carpații Orientali)*, D.S., Com. geol., **LIII**/*1* (1965—1966).

RĂDULESCU I., RĂDULESCU LUDMILA, TEUCĂ I. (1967), *Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei — Lucina (Carpații Orientali)*, D.S., Com. geol., **LIII**/*1* (1965—1966).

RĂDULESCU I., BÎGU GH. (1968), *Notă asupra prezenței gazului metan în forajul de la Valea Putnei (Munții Bistriței)*, I. Ses. comunic. geol. tehn., IGEX.

RĂDULESCU I., RĂDULESCU LUDMILA (1968), *Structura geologică și stratigrafia cristalinului părții de est a Munților Rodnei*, D.S., Com. geol., **LIV**/*1* (1966—1967).

RĂDULESCU I. (1969), *Cristalinul Bistriței, stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *1*.

SAVUL M. (1927), *Gisements de manganèse de la région Șarul Dornei*, An. Inst. geol., **XII**.

SAVUL M. (1938), *Le Cristallin de Bistrița*, An. Sci. Univ. Jassy, **XXIV**, fasc. 1.

SAVUL M. (1954), *Cercetări geologice în regiunea Cîrlibaba (Bucovina)*, D.S., Com. geol., **XXXVII** (1950—1951).

SAVUL M., IANOVICI V. (1957), *Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **II**, *1*.

SAVUL M., MASTACAN GH. (1940), *Contributions à la connaissance des schistes cristallins de Bukovina*, An. Sci. Univ. Iassy, **XXVI**, fasc. 2.

SAVUL N., MASTACAN GH. (1957), *Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali*, Bul. șt. Acad. R.P.R., secț. geol., **IV**, *2*.

UHLIG V. (1907), *Über die Tektonik der Karpathen*, SB.K. Akad. Wiss. Naturw. CL., *116*, Viena.

Primită la redacție
la 8 ianuarie 1969

Comitetul de Stat al Geologiei

PREZENȚA ROCILOR SPILITICE ÎN VALEA PEȘTERII — MEZIAD (MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI)

DE

G. ISTRATE și I. PREDA

În Munții Pădurea Craiului rocile spilitice, al căror studiu formează obiectul lucrării de față, au fost identificate în bazinul pîrîului Meziad. Ele apar la zi pe Valea Peșterii — Meziad în cîteva aflorimente situate la circa 2 km amonte de confluența cu pîrîul Meziadului, precum și în pîrîul Meziadului aproape de confluența cu pîrîul Ilieșului.

I. CADRUL GEOLOGIC GENERAL

Din punct de vedere geologic, zona în care aflorează spilitele este alcătuită din formațiuni sedimentare și eruptive aparținînd autohtonului de Pădurea Craiului (Bihor)[1] și pînzei de Codru (fig. 1 și 2).

1. *Autohtonul de Pădurea Craiului* este constituit din șisturi cristaline ale seriei de Someș, retromorfozate, și depozite triasice, jurasice și cretacic inferioare, constituind cicluri de sedimentare separate prin lacune stratigrafice și discordanțe unghiulare distincte. Acestea sînt larg dezvoltate la nord de valea Sohodolului, unde formează anticlinalul Măgura Dosului (fig. 1).

În bazinul văii Meziadului (Valea Peșterii, Valea Seacă, valea Sălătrucului), de sub pînza de Codru apar în fereastră formațiuni din autohton, cretacic inferioare, reprezentate în Valea Peșterii prin calcare recifale cu caprotine și marne cu orbitoline (fig. 2 și 3).

Depozitele unității de Pădurea Craiului își păstrează poziția generală NE-SV cu căderi spre NV; ele sînt puternic tectonizate, iar la contactul cu banatitele, sub dealul Bîrlodeasa, atît calcarele, cît și marnele prezintă

[1] „Autohtonul de Pădurea Craiului" este folosit după „Harta geologică a Republicii Socialiste România", 1:200 000, foaia Șimleul Silvaniei, elaborată de Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 107–120, București, 1970

unele fenomene de metamorfism termic : calcarele sînt uşor recristalizate, iar marnele sînt cornificate.

2. *Pînza de Codru.* Depozitele pînzei de Codru sînt bine dezvoltate la sud de valea Sohodolului, în zona Meziad — Cresuia, şi aparţin permianului, triasicului şi jurasicului.

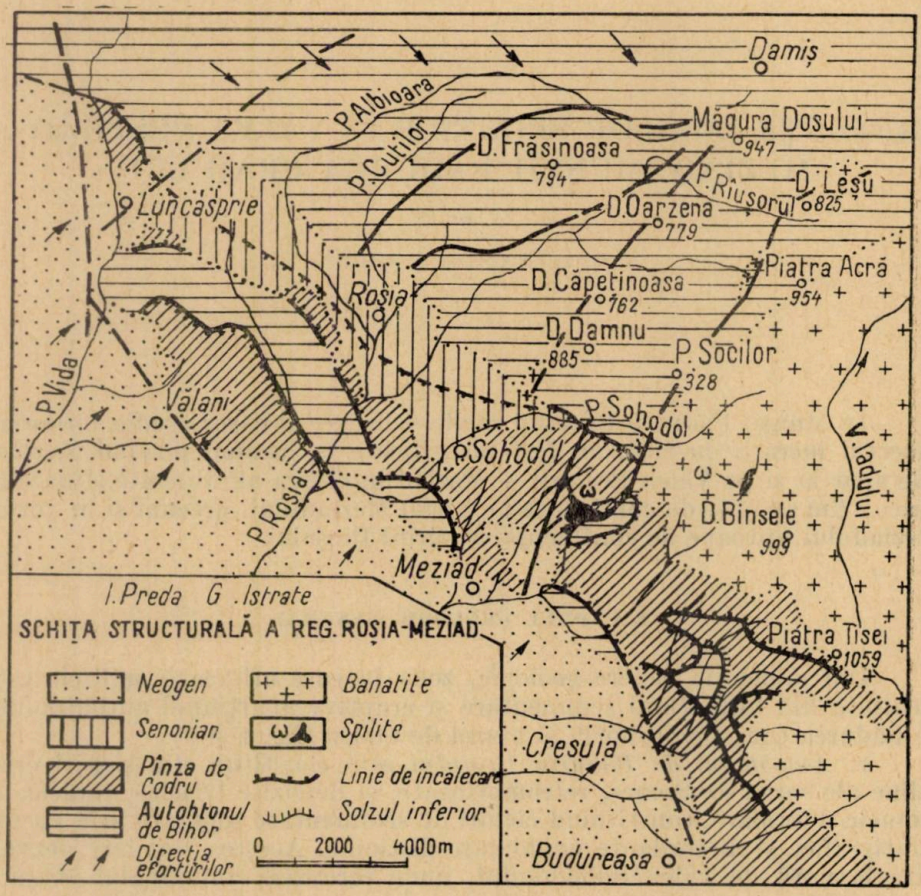


Fig. 1

În Valea Peşterii — Meziad, pînza de Codru este reprezentată prin conglomerate şi gresii cuarţitice (permian), conglomerate şi gresii cuarţitice, dolomite şi calcare negre (triasic).

Rocile detritice au cea mai mare răspîndire, avînd o grosime importantă (circa 500 m) şi constituie aproape în întregime dealurile Bîrlodeasa, Măgura Meziadului, Gruiu Rău şi Buchii. În partea bazală, conglomeratele permiene au intercalaţii de riolite (porfire cuarţifere), vizibile chiar în firul văii. Sub dealul Bîrlodeasa apar sporadic şi roci silicioase (radiolarite), care sînt mai bine dezvoltate la Lunca Sprie. Rocile carbonatice, dolomite şi calcare negre, în totalitate triasice, afloreză în zona de obîrşie a Văii Peşterii.

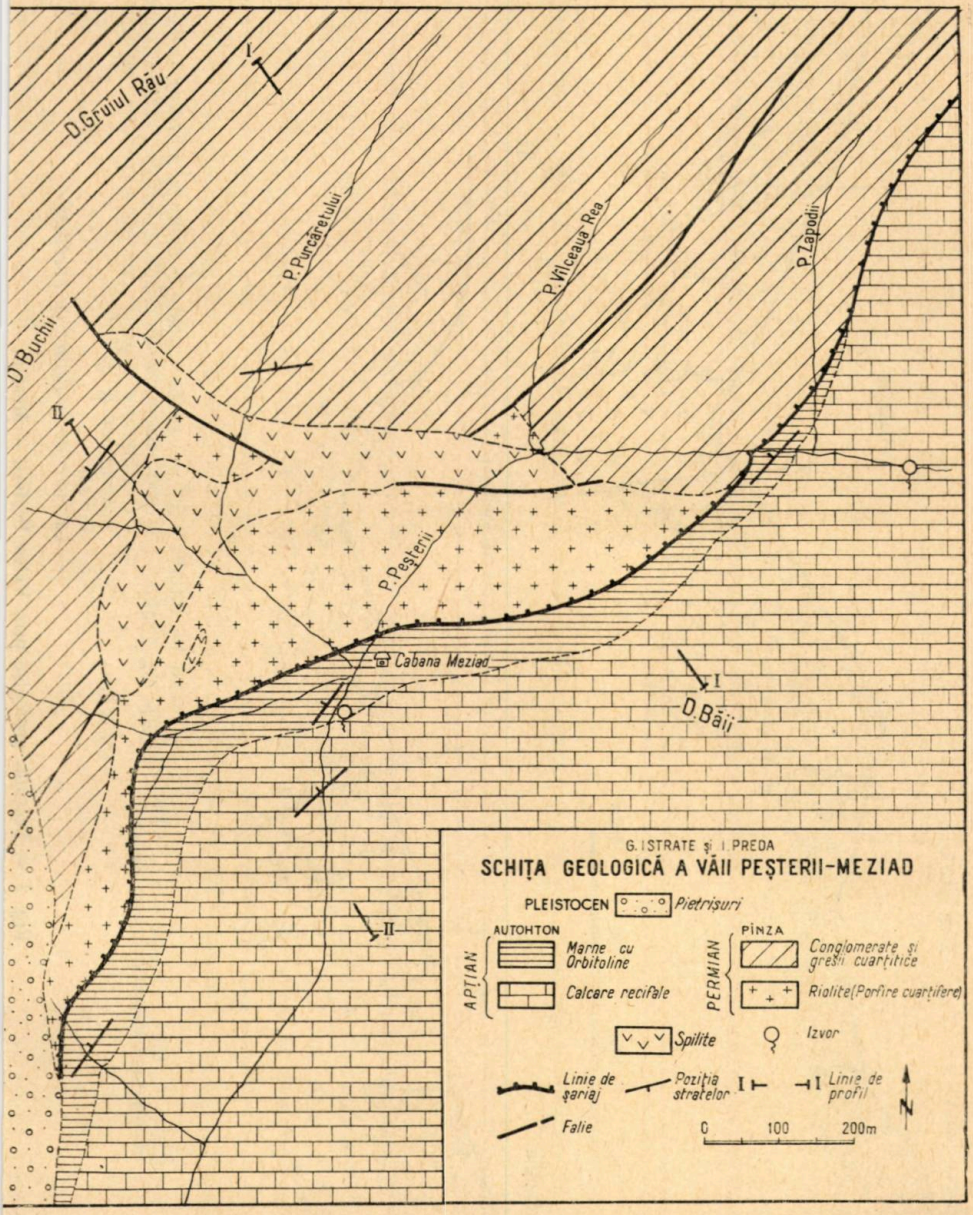

D.Gruiul Rău
D.Buchii
P.Purcăretului
P.Vîlceaua Rea
P.Zăpodii
P.Peșterii
Cabana Meziad
D.Băii
I
II
G. ISTRATE și I. PREDA
SCHIȚA GEOLOGICĂ A VĂII PEȘTERII-MEZIAD
PLEISTOCEN
Pietrișuri
AUTOHTON
APȚIAN
Marne cu Orbitoline
Calcare recifale
PÎNZA
PERMIAN
Conglomerate și gresii cuarțitice
Riolite(Porfire cuarțifere)
Spilite
Izvor
Linie de șariaj
Poziția stratelor
Linie de profil
Falie
0
100
200m
N

Fig. 2

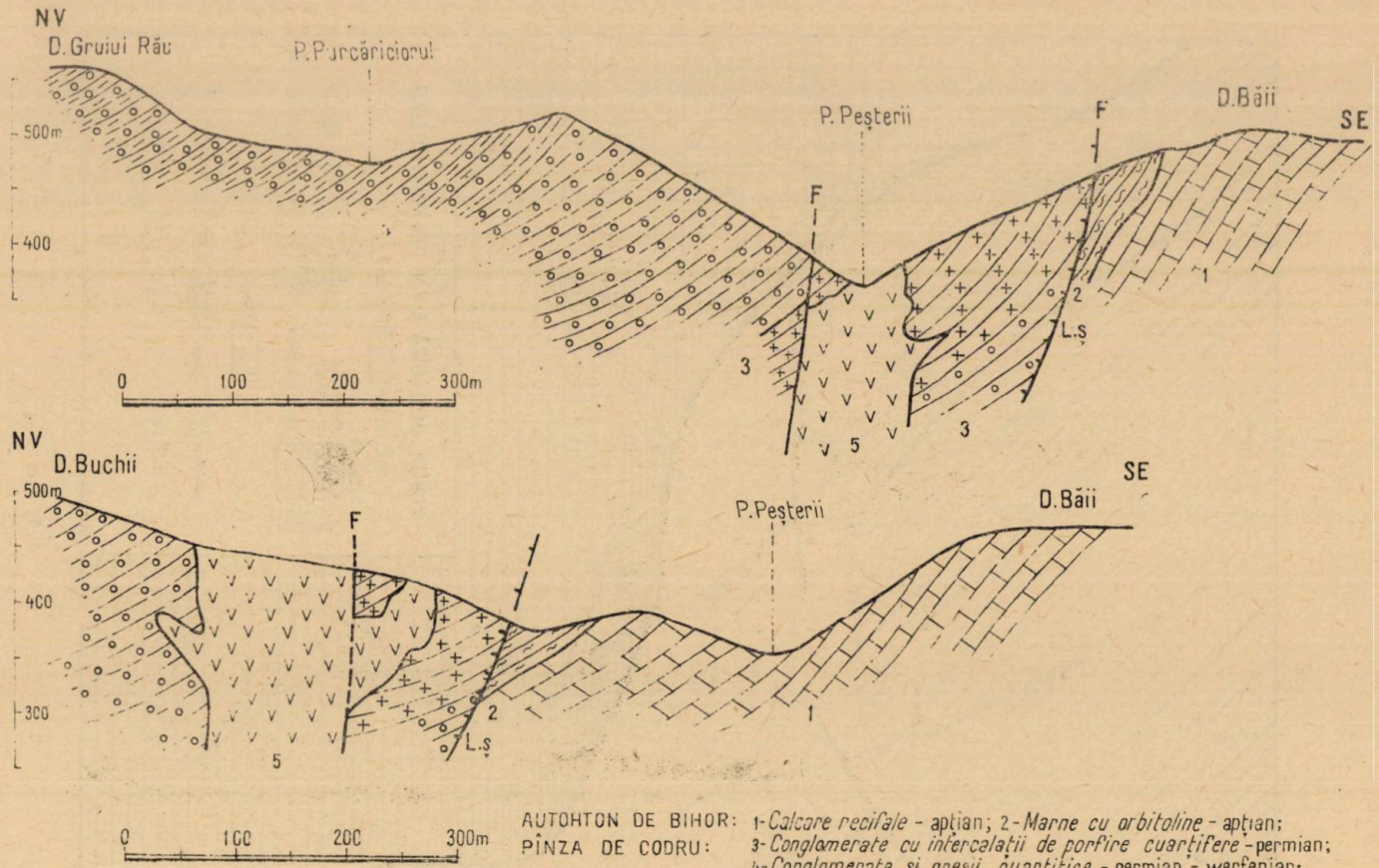


Fig. 3. — Secțiuni geologice prin Valea Peșterii — Meziad.

Tectonica. Munții Pădurea Craiului sînt alcătuiți din două unități tectonice suprapuse : autohtonul de Pădurea Craiului și pînza de Codru, fiecare unitate avînd tectonică proprie.

Tectonica autohtonului. Depozitele unității de Pădurea Craiului formează anticlinalul Măgura Dosului (T h. K r ä u t n e r, 1941 *a)*, cu orientarea generală NE-SV. Flancurile anticlinalului sînt afectate de numeroase falii inverse, avînd aceeași direcție, de-a lungul cărora unele compartimente sînt ridicate, altele coborîte în trepte, schițînd grabene (Remeți) și horsturi (Cărmăzan). Fracturile principale sînt întotdeauna însoțite de falii secundare, dispuse în general perpendicular pe cele principale.

Tectonica pînzei. Formațiunile din pînză au direcție NV-SE, căderea generală spre SV și sînt afectate de falii numeroase, avînd aceeași direcție (NV-SE). La est de Cresuia, depozitele domeniului de Codru formează doi solzi suprapuși : solzul inferior, constituit din permian, triasic și jurasic, și solzul superior, alcătuit numai din permian și triasic. Solzul superior formează după unii autori (M. B l e a h u și R. D i m i t r e s c u, 1959) unitatea superioară de Ferice.

Cercetările geologice și geofizice din ultimii ani (R. C i o c î r d e l, M. S o c o l e s c u și C. T e o d o r e s c u, 1967) au identificat în partea de vest a țării numeroase fracturi adînci, cunoscute sub numele de fracturi banatice, cu direcția NE-SV, și Bihor-Olt, cu direcția NV-SE. Aceste fracturi se datoresc solicitărilor produse între masele rigide situate sub Depresiunea Panonică și Depresiunea Transilvaniei. Fracturile menționate, reduse ca număr în adîncime, formează la suprafață sisteme complexe, care fac dificilă descifrarea structurii geologice.

Depozitele mezozoice din unitatea de Pădurea Craiului, fiind constituite predominant din calcare și dolomite, au răspuns solicitărilor blocului panonic prin formarea de cute largi orientate NE-SV, dispuse perpendicular pe direcția de manifestare a eforturilor. Crescînd stressul, flancurile cutelor au cedat, rocile carbonatice și fundamentul lor cristalin au fost afectate de numeroase falii, iar compartimentele dispuse în trepte au format grabene și horsturi.

Prima fază tectonică importantă în Munții Pădurea Craiului se plasează în albian (faza de cutare austrică). În această fază de orogeneză se schițează structura tectonică a autohtonului.

În cenomanian regiunea este din nou invadată de ape, transgresiv și discordant peste formațiunile mai vechi dispunîndu-se conglomerate, gresii și șisturi argiloase roșii, cuprinzînd în valea Peșteșului și la Tășad o microfaună caracteristică [2].

Al doilea moment important în evoluția tectonică a Munților Pădurea Craiului se plasează la sfîrșitul turonianului (faza de cutare mediteraneană). În această fază, formațiunile unității de Codru au fost supuse solicitărilor aceluiași bloc panonic, însă pe direcția SV-NE. Stressul foarte puternic și formațiunile din autohton cu o structură tectonică consolidată, constituind un contrafort, au determinat deplasarea depozitelor domeniului de Codru peste domeniul de Pădurea Craiului (punerea în loc a pînzei de Codru), formînd în pînză cute orientate NV-SE.

[2] D. I s t o c e s c u și colab., *Studiul geologic al Pădurii Craiului între Crișul Repede și Crișul Negru*, Com. Inst. geol., 1968.

Şariajul pînzei de Codru a fost însoţit de fracturarea accentuată a depozitelor din ambele unităţi tectonice şi deplasarea compartimentelor pe verticală. Pe fracturile adînci s-au insinuat magme, iar în cretacicul superior (senonian) zonele depresionare au fost invadate de mare, formînd noi bazine de sedimentare (Roşia, Remeţi, Borod).

Ultima fază de cutare importantă care a afectat depozitele din Munţii Pădurea Craiului este cutarea laramică. În cursul acestei faze s-a continuat deplasarea blocurilor pe vechile linii tectonice, conducînd la cutarea depozitelor senoniene şi la apariţia de noi fracturi. De-a lungul fracturilor adînci au avut loc erupţiile de banatite şi scufundări de blocuri, permiţînd formarea unor bazine sedimentare, intramontane (Beiuş, Borod), în neogen.

II. PETROGRAFIA SPILITELOR

Rocile spilitice din regiunea Văii Peşterii — Meziad reprezintă o intruziune de mici dimensiuni avînd caracterul unui dyk şi aflorează mai ales în versantul drept, pe micii afluenţi ai Văii Peşterii, precum şi la confluenţa acesteia cu Vîlceaua Rea.

Întreaga apariţie nu depăşeşte 600 m lungime şi aproape 100 m lăţime şi are o orientare aproximativ NE-SV. S-ar putea ca intruziunea magmei spilitice să fi fost condiţionată de fracturile profunde ce au activat în regiune pe un interval de timp mai larg, mai ales în cretacic, fracturi orientate predominant NE-SV, dar acest lucru nu este suficient de cert.

Condiţiile de afloriment şi dislocaţiile intense ce se fac remarcate în întreaga regiune nu permit precizarea poziţiei stratigrafice exacte a acestor roci, totuşi un fapt important rămîne acela că rocile spilitice străbat conglomeratele şi riolitele (porfirele cuarţifere) din partea bazală a pînzei de Codru.

Caracterele structurale şi texturale ale rocilor spilitice studiate sînt uşor variabile, dependente de poziţia probei respective în cadrul corpului de roci spilitice studiate (fig. 4).

Atît macroscopic, cît şi prin analiza microscopică au fost deosebite două, uneori trei faciesuri distincte, caracterizînd zonele marginale sau mai interne ale corpului.

Faciesul intern se caracterizează prin roci cu granulaţie foarte fină, cenuşiu-negricioase, cu spărtură colţuroasă, aspect omogen, sporadic putîndu-se identifica şi fisuri foarte fine, neregulate, umplute cu calcit şi mai rar cu silice şi hematit. Rar se observă şi tendinţa de a se forma mici vacuole umplute cu clorit. Astfel de roci au fost întîlnite pe pîrîul Purcăretului, afluent drept al Văii Peşterii — Meziad, aflorînd pe o distanţă de 30 m, trecînd treptat către contractul cu conglomeratele permo-werfeniene la faciesul marginal cu numeroase amigdale. Pe lîngă această apariţie, rocile spilitice fine se mai întîlnesc la confluenţa pîrîiaşului Vîlceaua Rea cu Valea Peşterii — Meziad.

În secţiuni subţiri, roca prezintă structură apointersectală, dată de numeroase baghete de albit, de mici dimensiuni (0,11—0,20/0,02—0,05 mm), maclate albit foarte frecvent, şi subordonat Karlsbad şi albit-Karlsbad. Pe lîngă aceste microlite se mai găseşte o altă generaţie de albit

(0—10% An), formînd microlite mai mari, microfenocristale de 0,25—0,64/0,15 mm. Ca și precedentele, acestea sînt deseori maclate, macle mai ales simple sau mai rar polisintetice, și sînt întotdeauna alterate, trecînd în calcit și clorit. Toate microlitele au un aspect tulbure, fapt ce denotă o transformare ulterioară, albitizarea grefîndu-se pe un plagioclaz mai

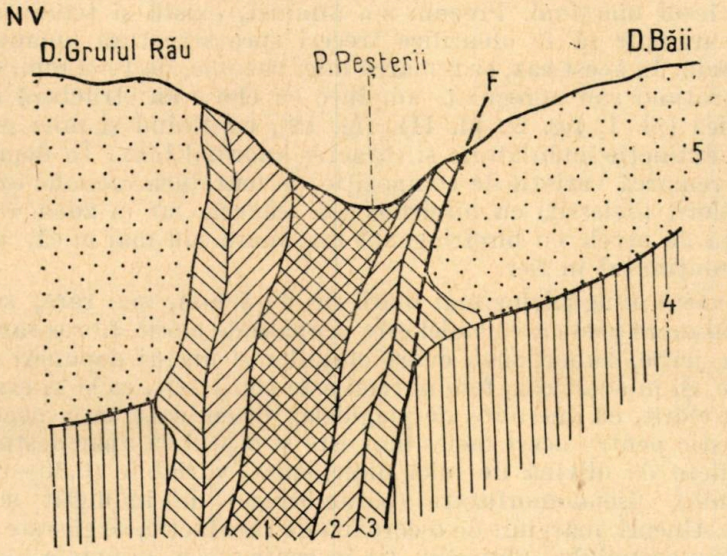


Fig. 4. — Schița repartiției faciesurilor în dyk-ul de spilite din Valea Peșterii — Meziad.

1, Faciesul intern; *2*, faciesul de tranziție; *3*, faciesul marginal (periferic); *4*, autohtonul de Bihor; *5*, pînza de Codru.

bazic. Excesul de calciu eliberat contribuie la formarea carbonaților, foarte abundenți, formînd pseudomorfoze pe plagioclazi, mici cuiburi în pasta rocii sau fisuri subțiri. Masa fundamentală a rocii este constituită din clorit și oxizi de fier (frecvent hematit și limonit), formînd o masă cvasiomogenă verzuie sau verzui-gălbuie în nicoli paraleli, în care sînt prinse numeroasele microlite de albit, sugerînd un material original de natură palagonitică. Cu totul sporadic se identifică și cristale mai mari, mici fenocristale cu dimensiuni variabile de 0,8—2,0/0,15—1 mm, excepțional 4/1,5 mm, frecvent corodate, cu un aspect foarte caracteristic, dat de intensa corodare în interior, pe planele de clivaj și pe spărturi, ca o rețea, de către clorit, și o pulbere fină de oxizi de fier (pl. I, fig. 1 și 3). Un fapt remarcabil este existența aproape în totalitatea cazurilor a unei coroane de albit, formînd bordura micilor cristale. Această bordură are un aspect mai clar, pare mai omogenă și reprezintă probabil o creștere ulterioară pe cristalul preexistent. Pe lîngă cele amintite, un argument important în favoarea acestei aprecieri este existența unor relicte din pasta rocii cu microlite de albit înglobate în această bordură. S-a mai remarcat existența cristalelor de plagioclaz, trecînd în epidot, calcit și albit, unele intens sau total calcitizate, precum și fisuri avînd marginal depuse mici granule de cuarț

secundar, iar umplutura fiind constituită din calcit (pl. II, fig. 8). Sporadic s-au identificat şi cristale mici, idiomorfe, de piroxen şi olivină, cloritizate şi serpentinizate (pl. III, fig. 9 şi 11). În secţiuni lustruite se observă foarte frecvente cristale aciculare de hematit, uneori limonitizate sau numai acoperite de o plajă de limonit, cristale ce respectă şi ele structura intersertală, avînd aceleaşi dimensiuni ca şi microlitele de feldspaţi.

Faciesul marginal. Precum s-a amintit, există şi tendinţa ca spre zonele marginale să se identifice treceri spre structura apointersertală-amigdaloidă. În acest caz, se remarcă mici vacuole, de 1—2 mm, cu contur aproape rotund sau neregulat, umplute cu clorit cu structură radiară şi concentrică (pl. I, fig. 2; pl. III, fig. 12), conţinînd şi mici granule de cuarţ cu extincţie ondulatorie şi caracter anormal biax. În depunerile de clorit se remarcă variaţii de compoziţie; la marginea vacuolei există fibre fine de clorit (delessit) cu birefringenţă scăzută, iar în zona centrală, o alternanţă de nivele cu birefringenţă mai mare sau mai mică, după cum variază conţinutul în fier.

În cazul amigdalelor mai mari, de 3—5 mm, mai rare, se observă că cea mai mare parte a vacuolei este ocupată de clorit, fibros sau lamelar, dispus în jerbe, subordonat cuarţ granular şi uneori depuneri de calcit, ulterioare. Şi în acest caz, fondul rocii este constituit, ca şi în cazul precedent, din clorit, cu microlite de plagioclaz diseminate, cu aspect tulbure. Caracteristic pentru acest facies mai este şi faptul că apar destul de frecvente relicte de olivină de mici dimensiuni, variabile (0,80—0,12/0,4—0,12 mm), pseudomorfozate (paramorfoze) de iddingsit şi piroxen cloritizat. Uneori, mărginit de o coroană de rubefacţie, se găseşte în partea marginală a granulului, iddingsit, iar în centrul său, minerale serpentinice (pl. III, fig. 10). Şi aici se remarcă trei generaţii de plagioclazi (pl. I, fig. 3): micile fenocristale (2/0,13 mm), corodate de pasta rocii, microlitele mai mari (0,6—0,4/0,3—0,5 mm) şi microlitele propriu-zise, foarte numeroase, din pastă (0,1—0,08/0,01—0,02 mm), avînd un aspect mult mai clar, mai puţin tulbure decît în situaţia precedentă. Destul de interesant este şi faptul că am identificat în acest caz şi sporadice cristale de feldspaţi potasici, corodate de clorit, avînd calităţile unei sanidine (pl. I, fig. 4) (clivaje rectangulare, relief negativ, caracter biax negativ, unghiul axelor optice mic, de 17—20°), precum şi depuneri de adular pe fisuri.

Fără a avea deosebiri calitative de rocile descrise anterior, părţile periferice au o structură amigdaloidă evidentă, cu vacuole de clorit, predominante, frecvent de 1—2 mm diametru şi, subordonat, de calcit, de 2—4 mm, majoritatea cu forme neregulate, alungite, efilate, într-o pastă cenuşiu-brunie. S-ar părea că în părţile mai interne componenta carbonatică are cantitativ o pondere mai importantă în parageneza clorit-albit-calcit, faţă de părţile marginale, unde cloritul predomină, iar calcitul este subordonat.

*

O altă apariţie de roci bazice cu caracter spilitic, asemănătoare precedentelor, cu structura apointersertală, însă nu şi amigdaloidă, a fost întîlnită pe pîrîul Meziadului, aproape de confluenţa cu pîrîul Ilieşului. Aceste roci sînt fin granulare, omogene, au o culoare negricioasă şi aflo-

reazâ pe circa 30 m, de sub depozitele sedimentare senoniene. În acest caz, asociația mineralogică este : plagioclaz, clorit, calcit, minerale opace și, subordonat, epidot. Plagioclazul de tip albit se prezintă ca baghete alungite, suborientate (pl. II, fig. 6 și 7) sau generînd structura intersertală, prinzînd în spațiile dintre ele clorit, calcit și minerale opace (pl. II, fig. 5). Feldspații sînt foarte frecvent calcitizați, uneori calcitizarea fiind foarte avansată. Mineralele opace (ilmenit, hematit, pirită) sînt numeroase, adesea fiind izometrice, euhedrale.

Spre deosebire de rocile descrise anterior, în acestea nu mai poate fi identificat nici un mineral relict și, de asemenea, ca un fapt specific lor, este existența unui singur fel de cristale foarte alungite de plagioclazi, suborientate, divergente.

★

Caracteristicile chimice ale rocilor spilitice sînt : conținutul important de Na_2O, conținutul relativ redus de K_2O și destul de mic de Al_2O_3, CaO și MgO, precum și cantitatea importantă de TiO_2, CO_2, și H_2O. Sînt și cazuri de spilite potasice, cum sînt „poeneitele" din permianul din Timor sau „weilburgitele potasice" din Germania.

O analiză chimică de care dispunem [3] reflectă destul de bine caracterizarea mineralogică și petrografică făcută și permite compararea cu compoziția rocilor similare întîlnite în literatură (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Chimismul spilitelor din Valea Peșterii – Meziad în comparație cu unele date din literatură

	Bamba și Sava (1967)			Dietrich (1967)	Turner și Verhoogen (1967)		Istrate și Preda
SiO_2	48,88	47,40	47.36	48,9	51,22	48,6	48,08
TiO_2	1,48	1,14	1,10	1,6	3,32	1,94	1,29
Al_2O_3	14,56	15,35	14,22	15,7	13,66	16,1	15,85
Fe_2O_3	3,55	3,11	3,88	1,84	2,84	7,6	3,16
FeO	7,52	6,29	6,78	6,8	9,20	4,0	4,43
MnO	0,19	0,15	0,19	0,17	0,25	0,34	0,18
MgO	6,31	8,53	8,07	6,8	4,55	3,6	6,22
CaO	10,80	11,18	12,05	8,7	6,89	6,2	8,10
Na_2O	2.82	1.82	2.05	4.2	4.93	4.5	2.96
K_2O	0,05	0,75	0,13	0,1	0,75	1,76	0,91
H_2O^+	3,06	3,70	3,52	4,6	1,88	2,9	4,59
H_2O^-	0,42	0,44	0,40	—	0,29	0,22	0,44
S	—	—	—	—	—	—	0,10
CO_2	—	—	—	—	0,94	1,45	2,76

Cu toate că feldspatul caracteristic pentru spilite este albitul sau oligoclazul, ele sînt plasate în familia bazaltelor datorită conținutului lor redus de silice, aproximativ 50%.

Examinînd din punctul de vedere al chimismului rocile spilitice din regiunea Văii Peșterii—Meziad, constatăm un conținut de K_2O, CO_2 și H_2O oarecum ridicat, fără însă a depăși limitele cunoscute pentru magmele spilitice. Cantitatea mare de CO_2 și H_2O din magmă a făcut posibilă apariția paragenezei albit-clorit-calcit și, subordonat, epidot. Aceste

[3] Analist ing. Mariana Cristea.

minerale însă pot reprezenta doar o rearanjare pur internă a componentei plagioclazice calcice, astfel încît compoziţia chimică a spilitului să nu difere prea mult de aceea a bazaltului. Magma spilitică trebuie privită ca esenţial bazaltică, dar capabilă de a reţine multă apă şi bioxid de carbon, de aceea cristalizarea unei astfel de magme urmează un curs diferit de magma bazaltică.

GENEZA ROCILOR SPILITICE

Dacă modul de punere în loc a spilitelor este cunoscut, frecvent fiind vorba de curgeri submarine, la adîncimi considerabile, în sedimente neconsolidate, adesea avînd aspecte de pillow-lava, alteori de apariţii pe fracturi legate de evoluţia tectonică a regiunii, unele probleme rămîn încă insuficient clarificate ; de pildă, problema compoziţiei. Sînt cunoscute trei ipoteze : a) natura primară a albitului şi cloritului ; b) originea hidrotermală, secundară a acestor minerale ; c) în sfîrşit, este dovedit faptul că, chiar în cazul rocilor aparent proaspete, un metamorfism regional foarte slab poate explica asociaţia clorit-albit. În cazul de faţă această ipoteză nu poate fi admisă date fiind condiţiile de zăcămînt şi aspectele texturale şi structurale ale rocilor descrise.

În ceea ce priveşte prima ipoteză, E. Lehman (1967), H. J. Rösler (1961) etc. au arătat că, în cazul rocilor bazice cu tendinţe keratofirice, topitura primară, fiind bogată în apă, este mobilă şi sub punctul normal de solidificare şi că feldspatul plagioclaz acid, ca şi cloritul, se pot separa direct din magmă. În timpul ascensiunii şi extruziunii magmelor cristalizează masa feldspatică din pastă şi unele fenocristale de plagioclaz normal, bazic. În domeniul submarin de extruziune magmele preiau multă apă, astfel că partea fluidă a magmei trece la un produs hidratat greu de definit, de natură palagonitică. Produsul final al transformării ulterioare, devitrificarea, este masa cloritică. Această cloritizare în sens larg are drept urmare că toate elementele neincluse în reţeaua cloritului au fost înlăturate (alcaliile, Ca, Ti, o parte din silice şi eventual Fe şi Mg). Alcaliile şi o parte din silice au fost preluate de feldspaţii existenţi şi utilizate pentru transformarea în feldspaţi de tip sodic şi sodopotasic. Celelalte elemente eliberate la cloritizare se separă ca faze independente de clorit şi minerale de titan. Atît la cloritizare, cît şi la albitizare (a pastei, respectiv a feldspaţiilor) se eliberează calcitul, care se separă în spaţiile libere ale lavei ; o parte rămîne dispersat sau în cuiburi, în masa cloritică, sau substituie mineralele separate anterior.

Întrucît cloritul din pasta spilitului conţine cu cîteva procente mai puţin SiO_2 decît topitura iniţială, excesul de silice va fi utilizat pentru „albitizarea feldspaţilor", restul separîndu-se sub formă de cuarţ în masa cloritică sau ca gel silicios.

Precum se vede, în această ipoteză, procesul de cloritizare a unei mari părţi a extruziunii bazice eliberează toate elementele necesare transformării secundare a rocii şi nu mai reclamă admiterea unor soluţii reziduale, hidrotermale, bogate în alcalii.

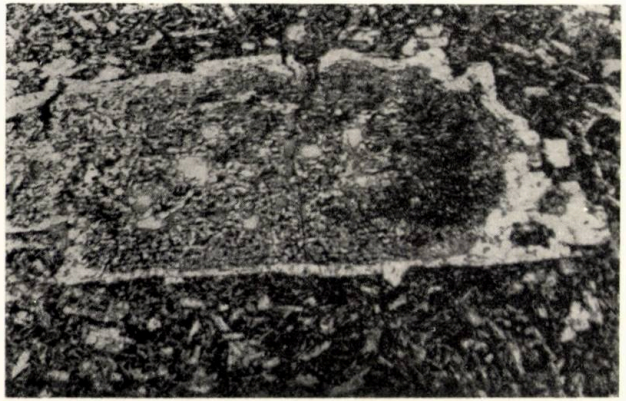


Fig 1. — Spilit — pîrîul Purcăretului (N ‖ × 20). Fenocristal de plagioclaz intens corodat în interior, cu o fină bordură de albit crescută ulterior.

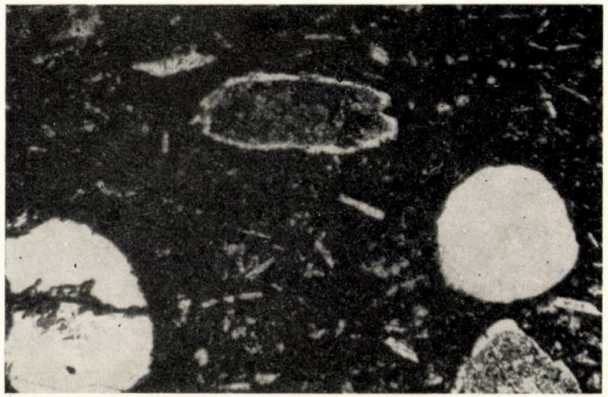


Fig. 2. — Spilit — pîrîul Purcăretului (N ‖ × 20). Structură intersertală-amigdaloidă. Se observă un mic fenocristal de plagioclaz și mici amigdale de clorit. Pasta rocii este reprezentată de o masă cloritică ce înglobează numeroase microlite de plagioclaz acid (0 — 10% An).

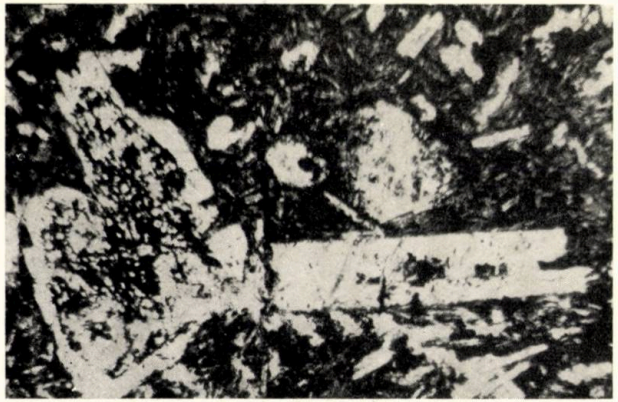


Fig. 3. — Spilit — confluența Văii Peșterii cu Vîlceaua Rea (N ‖ × 20). Se remarcă două generații de microlite de albit și un mic fenocristal de plagioclaz intens corodat, cvasiizometric.

Fig. 4. — Spilit — Vîlceaua Rea (N ‖ × 45). Microfenocristal de plagioclaz acid calcitizat. În colțul din stînga sus se observă o plajă de calcit.

Fig. 5. — Spilit — pîrîul Meziadului la confluența cu pîrîul Ilieșului (N ‖ × 100). Structura apointersertală, ţbaghete de albit cu aspect tulbure, orientate diferit, prinzînd în spaţiul dintre ele clorit.

Fig. 6. — Spilit — pîrîul Meziadului (N ‖ × 100). În mijloc jos se remarcă, în spaţiul dintre baghetele de palgioclaz, clorit și în centru calcit.

Fig. 7. — Spilit — pîrîul Meziadului (N ‖ × 45). Numeroase baghete de plagioclaz prinse într-o masă de clorit. Pe alocuri, granule mici, euhedrale, de pirită (negru).

Fig. 8 .— Spilit, faciesul intern — Valea Peșterii (N ‖ × 90). Fisură umplută marginal cu cuarţ, în centru calcit.

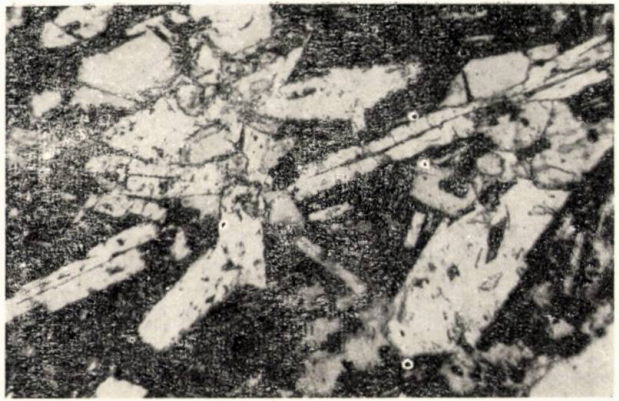


Fig. 9. — Spilit — Valea Peșterii (N ‖ × 45). Microlitele și microfenocristalele, cu orientări variabile, cloritizate și calcitizate, sînt intim asociate cu granule subhedrale de olivină cloritizată.

Fig. 10. — Spilit — Valea Peșterii (N ‖ × 100). Structură intersertală-amigdaloidă, în centru un mic cristal idiomorf, ortorombic de olivină cloritizată, cu o margine de opacit. În stînga jos, o vacuolă alungită umplută cu clorit.

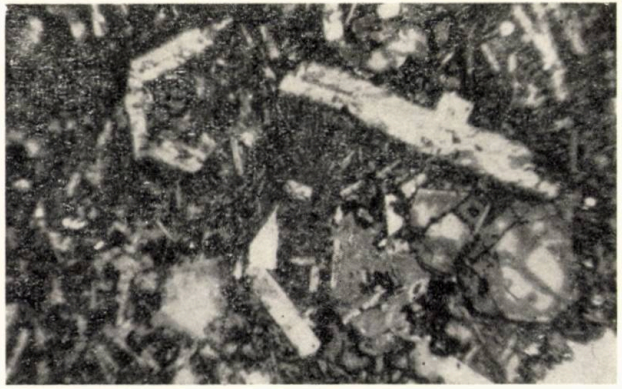


Fig. 11 — Spilit—pîrîului Purcăretului (N ‖ × 45). Microlite și microfenocristale de albit și olivină cu contur idiomorf, serpentinizată cu bordură de iddingsit.

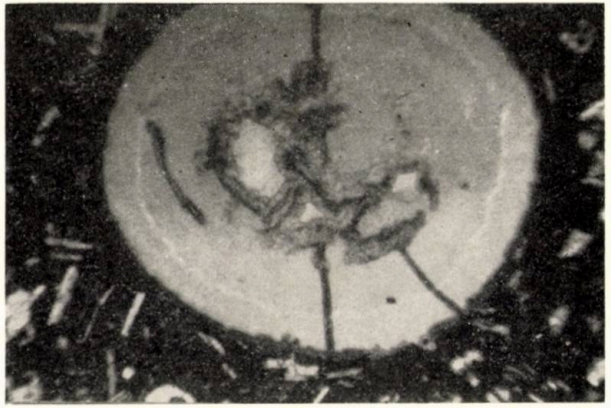


Fig. 12. — Spilit—pîrîul Purcăretului (N ‖ × 35). Amigdală de clorit cu structură concentrică și radiară. Se observă depuneri de limonit pe margini și fisuri. În centru, agregate de foițe fine de clorit și granule de cuarț.

Cît privește originea hidrotermală, secundară, a mineralelor caracteristice spilitelor, ipoteza binecunoscută care consideră acțiunea directă a apei de mare la contactul cu revărsările de magme bazice este încă discutabilă. Studiul vulcanismului submarin actual a arătat că pot apărea și bazalte nespilitizate (D. S. Korjinski, 1962). Pentru a exista posibilitatea metasomatozei sodice, după cum a fost dovedit experimental de Eskola și colab. (1937), sînt necesare temperaturi în jur de 330°C și presiuni de circa 200 bari.

Pentru geneza rocilor spilitice din regiunea studiată de noi, explicația probabilă o găsim dacă admitem existența proceselor autometasomatice datorate soluțiilor magmatice reziduale. Este posibil, avînd în vedere condițiile de zăcămînt ale spilitelor din Valea Peșterii-Meziad, ca, pe lîngă soluțiile magmatice reziduale, un anumit rol în cursul ascensiunii magmei să fi jucat și elementele volatile asimilate din rocile înconjurătoare, fapt ce a contribuit la diferențierea aspectelor rocii, la faciesurile amintite, marginal și intern.

Din descrierea făcută a reieșit clar existența unor mici cristale de olivină transformate în iddingsit și două generații de microlite, unele mai mici de 1 mm, altele mai mari, de 1—2 mm, precum și unele fenocristale mici, sporadice, de 2—4 mm, de albit corodate, uneori cu o bordură de albit omogenă, și, în sfîrșit, ca ultime produse de cristalizare, filonașe sau vacuole conținînd clorit, calcit, cuarț, oxizi de fier. Silicea este ultimul constituent ce rămîne relativ solubil în apă la temperatură joasă, astfel că precipită ultima.

Precum am arătat, există mici diferențe texturale și calitative între părțile marginale și interne. Se poate presupune că apa a intervenit după cristalizarea olivinei și a fenocristalelor mărunte de plagioclaz, corodate, astfel că nici unul dintre ele nu și-a păstrat proprietățile sale caracteristice.

Cît privește calitatea magmei inițiale, este greu de precizat dacă în alte condiții nu ar fi generat lamprofire sau diabaze, ca în alte regiuni apropiate, cum sînt Munții Bihor și Codru Moma.

★

Referitor la vîrsta erupțiilor bazice din bazinul pîrîului Meziad, acestea ar putea fi legate de fracturile adînci care afectează cele două serii (de Pădurea Craiului și de Codru). Faptele de observație arată că spilitele din Valea Peșterii se situează pe linia dealul Socilor — dealul Leșului, străbat partea inferioară a formațiunilor din pînză și se opresc la nivelul conglomeratelor permiene, cu intercalații de porfire cuarțifere. Spilitele din pîrîul Meziadului sînt acoperite și remaniate în depozitele senoniene (siltite negre și conglomerate roșii cu elemente de calcare) și de riolite ignimbritice. Aceste constatări nu ne permit să precizăm deocamdată momentul punerii în loc a spilitelor, ci doar să arătăm că sînt anterioare senonianului și eruptivului banatitic.

Magmatismul ofiolitic este larg dezvoltat în masivul Drocea, unde erupțiile au început din jurasic și s-au continuat pînă în apțian inclusiv. (D. Giușcă, G. Cioflica și H. Savu, 1963). Acesta s-a manifestat în trei faze succesive: premalm, neocomian inferior și neocomian-barremian-apțian, erupțiile din ultima fază avînd și un remarcabil caracter spilitic.

Magmatismul ofiolitic neocretacic este menţionat în Munţii Vîlcan (Gr. Pop, 1966) în legătură cu fracturile adînci care au condiţionat apariţia la suprafaţă a magmelor bazice.

Roci bazice se cunosc şi în regiunea Dămuc (Carpaţii Orientali), unde sînt reprezentate prin anamesite, bazalte, spilite etc., formînd dyk-uri în cristalin şi reprezentate ca blocuri alohtone, înglobate în depozite de wildflysch (V. Ianovici şi C. Ionescu, 1966).

În Masivul Hăghimaş se cunosc şi roci bazice neocretacice ce apar pe liniile importante de fractură (în v. Hăghimaşului, v. Bicazului, interfluviul Dămuc-Bicăjel), ce afectează toată seria depozitelor mezozoice pînă la cenomanian inclusiv.

Sînt cunoscute, de asemenea, erupţii de diabaze, asociate cu şisturile roşii şi verzi („strate de Azuga"), intercalate în stratele de Sinaia (G. Murgeanu, M. G. Filipescu şi colab., 1961).

Dacă rocile spilitice din bazinul Văii Peşterii—Meziad aparţin cretacicului, se poate observa că ele nu reprezintă un fenomen izolat, ci erupţii bazice de aceeaşi vîrstă se întîlnesc şi în alte sectoare ale orogenului carpatic.

LA PRÉSENCE DES ROCHES SPILITIQUES DANS LA VALLÉE DE LA GROTTE DE MEZIAD (MONTS DE PĂDUREA CRAIULUI)

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent sommairement la géologie de la vallée de la grotte de Meziad et décrivent en détail les roches spilitiques, identifiées pour la première fois dans les Monts de Pădurea Craiului.

La zone dans laquelle les spilites affleurent est constituée de formations sédimentaires et éruptives appartenant à deux unités tectoniques distinctes : l'Autochtone de Pădurea Craiului et la Nappe de Codru.

L'Autochtone de Pădurea Craiului est représenté par des calcaires récifaux et des marnes à orbitolines (Aptien) tandis que dans la Nappe de Codru on trouve des conglomérats et des grès quartzeux (Permian), à coulées de rhyolites (porphyres quartzifères) intercalées. Les formations de ces deux unités tectoniques sont affectées par de nombreuses fractures profondes qui ont facilité la poussée du magma vers la surface.

Les spilites représentent une intrusion, ayant le caractère d'un dyke, qui perce les conglomérats et les rhyolites de la partie basale de la Nappe de Codru. Dans le corps intrusif on peut séparer un faciès interne et un autre faciès marginal. Le faciès interne est représenté par des roches homogènes, à granulation fine et structure apo-intersertale. Le faciès marginal ne présente pas de différences qualitatives, mais les roches ont une structure apo-intersertale-amygdaloïde, à vacuoles de chlorite ou de calcite.

A l'origine de la vallée de Meziad, sous les dépôts sénoniens et l'éruptif banatitique, apparaît une autre intrusion de roches basiques de caractère spilitique. Les roches de cette intrusion sont homogènes, à granulation fine, et à structure apo-intersertale, mais non amygdaloïde.

En ce qui concerne l'âge des éruptions spilitiques, les observations montrent qu'elles sont postérieures à la mise en place de la Nappe de Codru et antérieures au Sénonien terminal et à l'éruptif banatitique.

BIBLIOGRAFIE

Bamba T., Sawa T. (1967), *Spilite and associated manganiferous hematite deposits of the Tokoro district, Hokkaido, Japan*, Geol. Surv. of Japan, report 221.

Bard P. J. (1965), *Sur la structure en coussin des volcanites basiques de la région de Cumbres — Mayores (Huelva, Espagne)*, Bul. Soc. Géol. Fr., ser. 7, **VII**, *1*.

Băncilă I. (1967), *Raionarea tectonică a teritoriului Republicii Socialiste Romania*, S.S.N.G., Com. geol., **IV**.

Bleahu M. (1957), *Cercetări geologice în regiunea Padiș — Cetățile Ponorului (Munții Bihorului)*, D.S., Com. Stat Geol., **XLI**, 35 (1953—1954).

Bleahu M., Dimitrescu R. (1959), *Kratkii ocerk gheologhii zapadnîh gor.*, Sovet. gheol., *5*.

Brun H. J. (1956), *Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine Occidentale (Thèse)*, Ann. Géol. des Pays Heléniques, Atena, **7**.

Ciocîrdel R., Socolescu M., Teodorescu C. (1967), *Fractures majeures de l'écorce terrestre dans le domaine Carpato-Balkanique*, Ass. Géol. Carp.-Balk., Belgrad.

Cioflica G., Patrulius D., Ionescu Jeana, Udubașa G. (1965), *Ofiolitele alohtone triasice din Munții Perșani*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

Dietrich V. (1967), *Geosynclinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz)*, Geol. Rdsch., Stuttgart, **57**, *1*.

Dimitrescu R. (1959), *Le volcanisme permien en Roumanie*, Geol. Rdsch., Stuttgart, **47**.

— (1963), *Considerații asupra evoluției geomagmatice a Munților Apuseni în relație cu geotectonica*, D.S., Com. geol., **XLIX**/*1* (1961—1962).

Giușcă D. (1952), *Le massif éruptif de Vlădeasa*, Ann. Com. geol., **XXIII**.

Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1963), *Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni)*, Congr. V, Asoc. geol. carp.-balc., **II** (1961).

Ianovici V., Ionescu C. (1966), *Studiul stratigrafic și petrografic al regiunii Dămuc*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.

Korjinski D. S. (1962), *Probleme der Spilite und Hypothesen von Transvaporisation nach neuen ozeanographischen und vulkanologischen Daten*, Izv. Akad. N. SSSR, Moscova, Seria geologie, **9**.

Krăutner Th. (1941 *a*), *Études géologiques dans les Monts Pădurea Craiului*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXV** (1936—1937).

— (1941 *b*), *Observations géologiques dans les Monts du Bihor*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXVI** (1936—1937).

Lehman E. (1967), *Diabasprobleme und problematische Diabase*, Chemie der Erde. Jena, **26**, *1*.

Murgeanu G., Filipescu M. G. și colab. (1961), *Ghidul excursiilor*, Congr. V, Asoc. geol. carp.-balc., 1961, București.

Pauliuc S. (1958), *Contribuții la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți — Piatra Acră (Pădurea Craiului)*, Anal. Univ. București, Seria șt. naturii, *17*.

Pop Gr. (1966), *Relațiile dintre mișcările tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ofiolitic în cretacicul superior din munții Vîlcan*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

Preda I. (1962), *Studiul geologic al regiunii Roșia — Meziad*, Edit. Academiei, București.

Riabov V. V. (1966), *Roli vodî v proțese formirovania spilitov*, Yest. Mosk. Univ, Moscova, Seria geologie, **2**.

Rösler H. J. (1961), *Bemerkungen zur Genese von Geosynclinalmagmatiten*, Int. Geol. Congres. XXI, ses. Norden, 1960, Copenhaga.

Savul M. (1931), *Erupțiunile de diabaze din nordul Dobrogii*, D.S., Inst. geol. Rom. **XVIII** (1929—1930).

Savul M. (1930), *Notă asupra diabazelor de la Niculițel — Dobrogea*, D.S., Inst. geol. Rom., **XV** (1926—1927).

Stoicovici E., Pop Gh. (1944), *Contribuţii la cunoaşterea petrografică şi minieră a părţii de vest a ţării (Banat şi Crişana) I. Roca eruptivă şi minereul de la Pătîrşi*, Rev. Muz. miner. -geol., **VIII**, *1* (1943—1944).

Todiriţă-Mihăilescu Victoria (1966), *Studiul geologic al Bazinului Roşia (Munţii Pădurea Craiului)*, St. tehn. econ., Seria J, *3*.

Tane J. L. (1967), *Contribution à l'étude du phénomene de spilitisation*, Trav. Lab. géol., Grenoble, **43**.

Turner F., Verhoogen J. (1967), *Petrologie eruptivă şi metamorfică*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Vuagnat M. (1963), *Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerrannée Occidentale*, Geol. Rdsch., Stuttgart, **53**, *1*.

Primit la redacţie
la 5 martie 1969

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
şi Facultatea de geologie-geografie
a Universităţii Bucureşti

AMONIȚII OXFORDIENI DE LA BĂLTĂGEȘTI (DOBROGEA CENTRALĂ)

DE

AURELIA BĂRBULESCU

Nota de față reprezintă, în continuare, rezultatul cercetărilor asupra faunei jurasice din Dobrogea centrală.

Într-o comunicare din 1961 am semnalat la nord de Bălțăgești (fig. 1), în dealul La Carieră (Alah Bair), în seria bazală a jurasicului, un banc de calcar verzui, glauconitic, fosilifer, situat la 8 m deasupra fundamentului de șisturi verzi.

Deoarece, așa cum reiese din lucrarea amintită, dintre numeroasele puncte fosilifere menționate în zona Bălțăgești, acesta este singurul care conține o faună de amoniți determinabilă ce ar putea da indicații mai precise asupra vîrstei depozitelor bazale, am revenit de mai multe ori în dealul

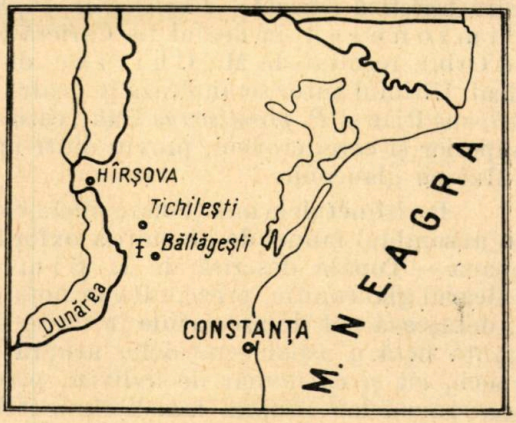


Fig. 1. — Localizarea geografică a punctului fosilifer de la Bălțăgești.

La Carieră, și rezultatul acestor cercetări este fauna descrisă în nota de față. Această faună, deși relativ frecventă, nu se poate extrage decît cu mare dificultate din calcarul extrem de dur, uneori nodulos. Majoritatea

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 121–133, București, 1970

exemplarelor recoltate se prezintă sub formă de fragmente mai mult sau mai puțin deformate sau sub formă de mulaje; doar cîțiva amoniți, gasteropode și lamelibranhiate sînt întregi și într-o stare de conservare suficient de bună pentru a permite identificarea lor. Fauna de amoniți este destul de puțin variată din punct de vedere generic:

Soverbyceras tortisulcatum (d'Orb.)
Mirosphinctes sp.
Euaspidoceras perarmatum (Sow.)
Euaspidoceras oegir (Opp.)
Euaspidoceras paucituberculatum Arkell
Euaspidoceras cf. *crebricostis* Arkell
Euaspidoceras cf. *hominale* (Favre)
Euaspidoceras sp. 1
Euaspidoceras sp. 2
Euaspidoceras sp. indet.

În sectorul situat la sud de zona foarte fosiliferă Hîrșova — Topalu, amoniții pe care ne-am putea baza pe o stratigrafie zonară sînt extrem de rari. Fauna cunoscută (M. Chiriac, 1960[1]; Aurelia Bărbulescu, 1964[2] este repartizată foarte inegal, restrînsă mai ales la depozitele din baza seriei (bathonian superior-callovian inferior), și este reprezentată mai ales prin lamelibranhiate, care, în general, au o valoare stratigrafică redusă.

Pentru cei cîțiva amoniți semnalați pînă acum în regiune, constatăm din literatură fie că determinările sînt vagi: *Perisphinctes* sp., recoltat de R. Pascu (1909) din dealul Alah Bair și repartizat de I. Simionescu (1909) grupei *cotovui*, *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) cf. *choffati* de Riaz și *Lithacoceras* (*Discosphinctes*) din gr. *mindowe-kreutzi*, recoltați de autoare din dealul Stupinei și valea Zăvalului, fie că speciile sînt lipsite de valoare caracteristică strictă: *Phylloceras euphyllum* Neum., menționat de I. Simionescu în dealul La Carieră (Alah Bair), și *Partschiceras viator* (d'Orb.), recoltat de M. Chiriac de pe versantul de vest al aceluiași deal. Ultimul autor semnalează în dealul La Carieră și speciile *Perisphinctes helenae* Riaz și *P. promiscuus* Buk., care se întîlnesc frecvent în oxfordianul superior și care, credem, provin dintr-un nivel stratigrafic superior calcarului cu glauconit.

Perisfinctidele menționate pînă acum în această regiune se încadrează în ansamblul faunei de amoniți a oxfordianului superior din valea Cechirgeaua — Topalu descrisă de I. Simionescu (1909). Asociația din calcarul glauconitic, prezentată în nota de față, are caractere aparte, care o detașează net de asociațiile întîlnite pînă acum în Dobrogea: predominanța netă a aspidoceratidelor asupra perisfinctidelor atît ca număr de specii, cît și ca număr de indivizi, precum și predominanța numerică a gasteropodelor asupra lamelibranhiatelor. Analizînd sub acest raport

[1] Chiriac M. (1960), *Raport asupra prospecțiunilor pentru fier în perimentrul Topalu — Mamaia sat — Constanța — Dunărea* (*Reg. Dobrogea*), Arh. Com. Stat Geol., București.

[2] Bărbulescu Aurelia (1964), *Studiul stratigrafic al jurasicului din regiunea cuprinsă între Hîrșova — Tichilești — Băltăgești — Topalu* (*Dobrogea centrală*), Autoreferat la teza de doctorat, București.

faunele din nivele inferioare sau superioare calcarului cu aspidoceratide, constatăm că în bathonian-callovian, unde amoniții sînt rari, aspidoceratidele lipsesc, iar lamelibranhiatele sînt mult mai numeroase decît gasteropodele. În oxfordianul superior din valea Cechirgeaua — Topalu, caracterizat printr-o bogăție și variație excepțională a perisfinctidelor, care constituie fondul faunei de amoniți, participarea aspidoceratidelor este cu totul modestă, iar lamelibranhiatele depășesc gasteropodele ca participare numerică.

La deosebirile faunistice constatate se adaugă și caracterul litologic particular : prezența glauconitului într-o cantitate apreciabilă, care n-a fost întîlnită pînă acum în nici un alt nivel al jurasicului din Dobrogea.

În nota anterioară (1964) am apreciat, pe baza speciei *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.), că bancul de calcar glauconitic de la Bălțăgești trebuie să aparțină oxfordianului, deși se află la numai 8 m deasupra șisturilor verzi. Ne bazam în aprecierea acestei vîrste pe răspîndirea speciei *Euaspidoceras perarmatum*, care, în țara noastră, după Gr. Răileanu, S. Năstăseanu și V. Mutihac (1957), V. Mutihac (1959), Al. Codarcea și Gr. Răileanu (1960) și Aurelia Bădăluță (1965) [3], caracterizează oxfordianul inferior, fiind menționată, de altfel, și în alte bazine din Europa de est. Recoltarea și determinarea unor noi specii de amoniți confirmă vîrsta oxfordiană, dar, examinînd răspîndirea diverselor specii recoltate ulterior, constatăm că asociația nu este strict caracteristică oxfordianului inferior. Tabelul din figura 2, care prezintă răspîndirea a două specii foarte des citate în literatură — *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.) și *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.) —, relevă că, în timp ce prima specie se întîlnește din callovianul superior în tot oxfordianul, trece în kimmeridgian și chiar în tithonian, a doua specie este caracteristică numai oxfordianului, dar poziția ei în cadrul acestui etaj este diferită. În unele regiuni, *E.perarmatum* este menționat în zonele *Mariae* și *Cordatum* din oxfordianul inferior, în altele în oxfordianul mediu (zona *Plicatilis*), iar în altele în oxfordianul superior (în zonele *Transversarium*, *Hypselum* sau *Bimammatum*). Unii autori sînt mai categorici, separă chiar o zonă cu *E.perarmatum* între zonele *Cordatum* și *Transversarium*, cum face N. Pcelincev (1957, citat de N. Sazonov, 1961), G. I. Krîmgolț (1961), N. Sazonov (1961), sau în baza zonei *Hypselum* — P. Dorn (1930—1931). Din figura 3 reiese că, în timp ce *Euaspidoceras crebricostis* se întîlnește numai în oxfordianul mediu (zona *Plicatilis*), speciile *E.oegir*, *paucituberculatum* și *hominale* trec și în oxfordianul superior ; privită în ansamblu, asociația de amoniți din calcarul cu glauconit indică oxfordianul mediu — zona cu *Plicatilis* sau, cel mult, baza oxfordianului superior [4].

Faciesul cu glauconit și componența speciilor apropie calcarul glauconitic de la Bălțăgești de Glauconitbank din Franconia. Este însă greu de

---

[3] Aurelia Bădăluță (1965), *Geologia regiunii Anina*, Teză de doctorat (manuscris).

[4] Pentru această vîrstă opiniază și R. Enay (comunicare personală), căruia îi mulțumesc și pe această cale pentru amabilitate.

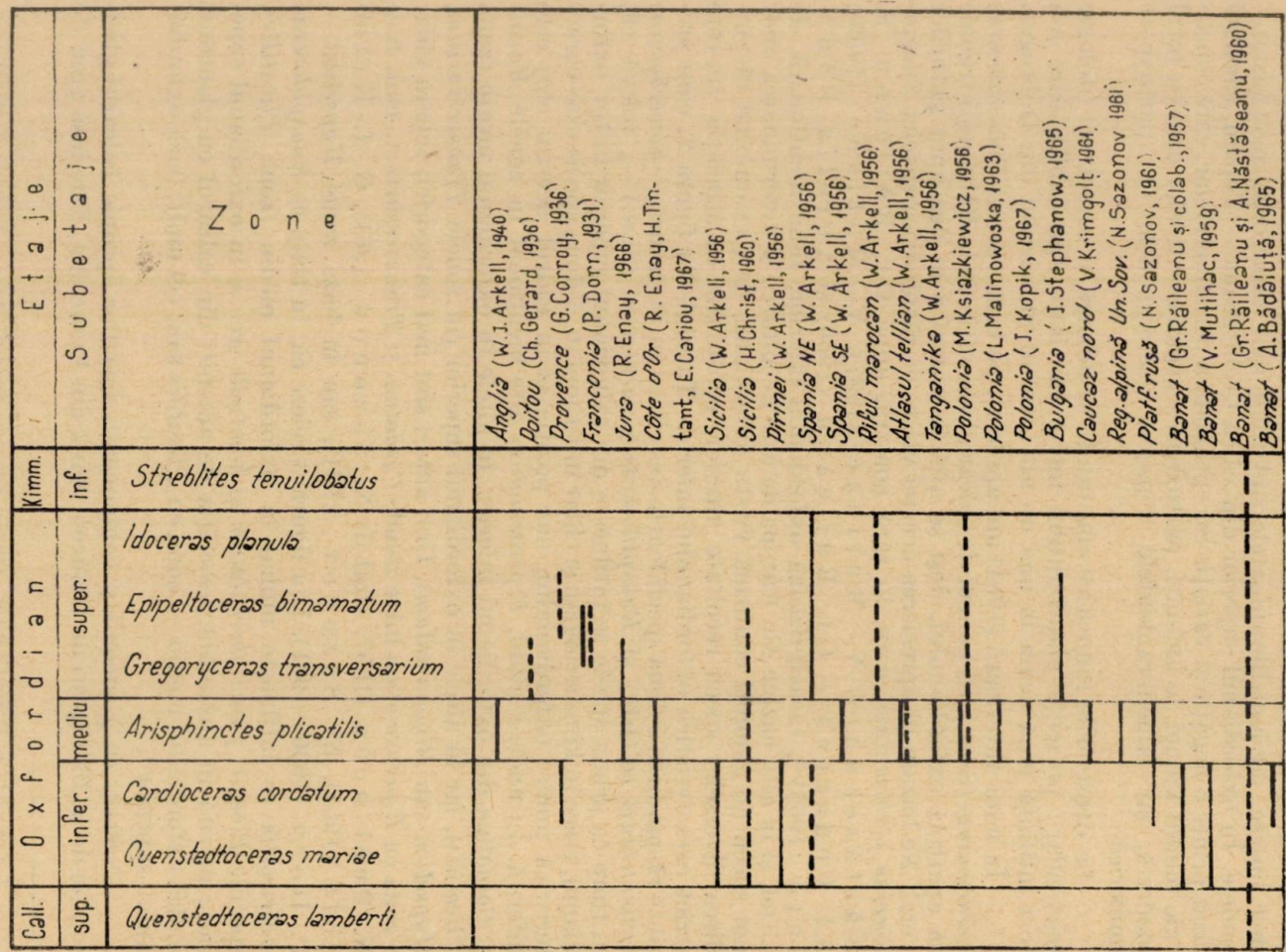


Fig. 2. — Repartiția biostratigrafică și geografică a speciilor *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.) —— și *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.) ——

identificat aceste două faciesuri în lipsa amoniților caracteristici pentru biozona cu *Hypselum-Berrense*. Dacă asociația de aspidoceratide reprezintă oxfordianul mediu, atunci pe o grosime de nici 10 m ar însemna să fie cuprinsă partea superioară a bathonianului, callovianul și oxfordianul inferior. Dacă ținem seama de situațiile din regiuni foarte apropiate — valea Tichileștilor și Hîrșova (fig. 4) —, unde bathonianul superior și

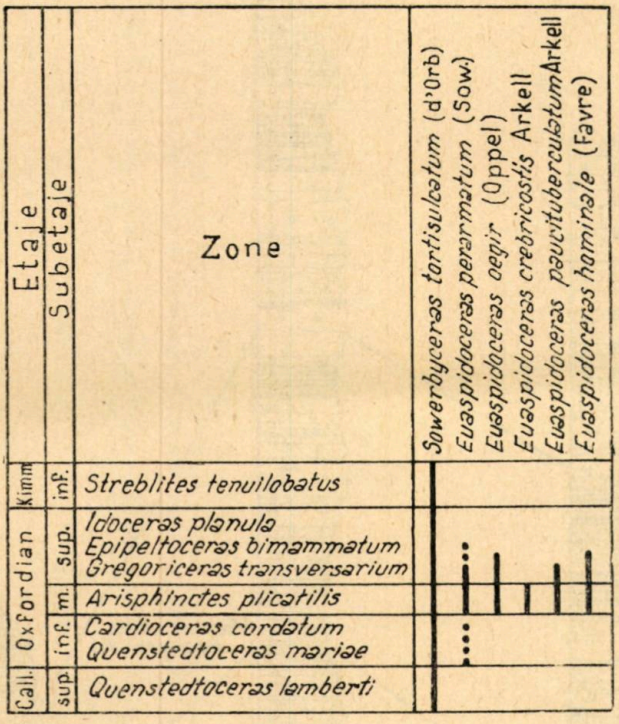


Fig. 3. — Repartiția biostratigrafică a faunei de amoniți de la Bălțăgești.

callovianul însumează cel puțin 25 m grosime, ar trebui să admitem fie o condensare puternică de zone, fie lipsa bathonianului sau a unor părți din callovian sau (și) oxfordian inferior. Sînt cunoscute astfel de situații în care depozite ale zonei cu *transversarium* stau peste diferiți termeni ai oxfordianului inferior sau callovian. R. E n a y 1966), care menționează un fenomen asemănător în Jura, subliniază caracterul mai general al unei „transgresiuni" argoviene, care depășește cadrul strict mediteranean, fiind menționată în partea de est a Bazinului Parisian, Jura, Anglia. În țara noastră, în partea de sud a Carpaților Orientali se semnalează condensări și lacune în intervalul dogger superior-oxfordian; D. P a t r u l i u s (1960) semnalează în valea Ialomiței prezența oxfordianului mediu (zona cu *transversarium*) direct peste calcarele cu *Procerites* ale bathonianului. Unele

caractere particulare ale calcarului cu glauconit de la Băltăgeşti sprijină ideea unei reluări a sedimentării după o încetinire sau chiar oprire a ei : suprafaţa neregulată şi rubefiată a calcarului cu crinoide peste care se dispune calcarul glauconitic, caracterul nodulos al acestuia din urmă, prezenţa glauconitului, a fosfaţilor, a dinţilor de peşti, prezenţa amoniţilor cu o faţă prost conservată, probabil corodată prin disoluţie sau uzată prin

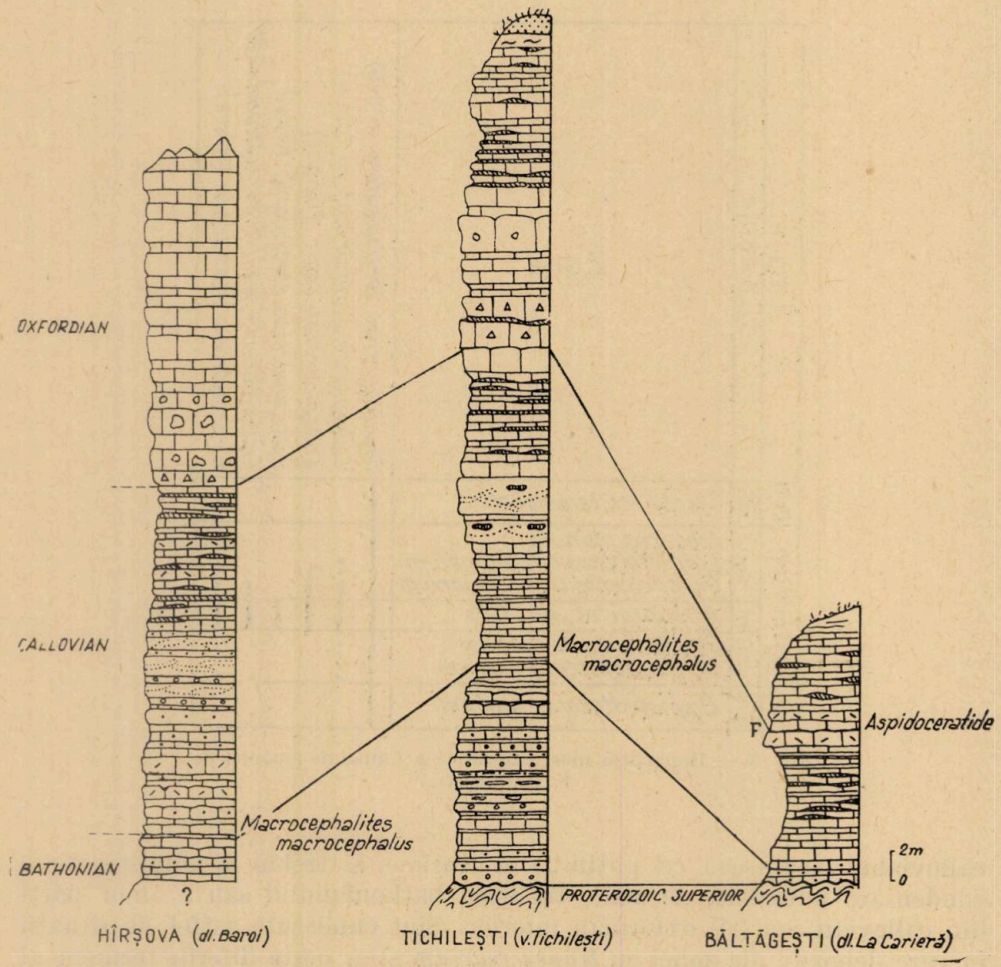


Fig. 4. — Variaţiile de facies litologic şi grosime ale depozitelor jurasice de la Hîrşova, Tichileşti şi Băltăgeşti.

rulare îndelungată pe fundul bazinului înainte de înglobarea în sedimente, caractere semnalate şi de R. E n a y (1966) în cazurile amintite. Deocamdată, lipsa faunelor de amoniţi mai vechi decît oxfordianul mediu nu ne permite să aducem dovada paleontologică a unei condensări sau să apreciem valoarea unei eventuale lacune.

PHYLLOCERATIDAE Zittel 1884

Genul Sowerbyceras Parona et Bonarelli 1885

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

(pl. VI, fig. 22 și 23)

1849 *Ammonites tortisulcatus* d'Orb., Quenstedt : p. 263, pl. XVII, fig. 11 a—c.
1871 *Phylloceras tortisulcatus* d'Orb., Neumayr : p. 345, pl. XVII, fig. 9 și 10.
1875 *Ammonites tortisulcatus* d'Orb., Favre : p. 22, pl. II, fig. 4.
1898 *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb., de Riaz : p. 40, pl. XVI, fig. 11.
1938 *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., Roman : p. 21, pl. II, fig. 17 și 17a.
1956 *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.), Ksiazkiewicz : p. 190, pl. XXI, fig. 2.
1960 *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.), Răileanu și Năstăseanu : p. 16, pl. V, fig. 15a—c.

Un fragment care, prin secțiuna pătratică a turei de spiră, prin flancurile paralele, prin prezența șanțurilor care fac două inflexiuni caracteristice, ca și prin prezența bureleților de pe partea externă, corespunde descrierilor autorilor citați.

Este una dintre speciile foarte des citate din callovianul superior pînă în tithonian. În Dobrogea, această specie este reprezentată prin numeroase exemplare de dimensiuni mici în dealul La Vii (nord de Hîrșova), în dealul Baroi (nord de Hîrșova), dealul Celea Mică (sud de Hîrșova) și în valea Casimcea, în oxfordianul inferior și superior.

PERISPHINCTACEAE Steinmann 1890

PERISPHINCTIDAE Steinmann 1890

Genul Mirosphinctes Schindewolf 1926

Mirosphinctes sp.

(pl. VI, fig. 21)

Un exemplar aproape complet, de dimensiuni mici, cu secțiunea aproape circulară, cu turele puțin îmbrățișate, cu flancurile și partea externă ușor aplatisate, prezintă coaste flexuoase, regulat bifurcate. Este apropiat de *Mirosphinctes* prin caracterul ornamentației, dar nu apar clar nodurile parabolice caracteristice acestui gen.

ASPIDOCERATIDAE Zittel 1895

ASPIDOCERATINAE Zittel 1895

Genul Euaspidoceras Spath 1931

Euaspidoceras perarmatum (Sow.)

(pl. I, fig. 5 şi 6)

1849 *Ammonites perarmatus* Sow., Quenstedt : p. 193, pl. XVI, fig. 12a, b.
1875 *Aspidoceras perarmatum* Sow., Favre : p. 36, pl. V, fig. 1 şi 2.
1931 *Aspidoceras perarmatum* Sow., Dorn : p. 9, pl. XVI, fig. 4—10.
1940 *Aspidoceras (Euaspidoceras) perarmatum* (Sow.), Arkell : p. 193, pl. XLI, fig. 1—5 ; pl. XLIII, fig. 4 şi 5, text fig. 68.
1965 *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.), Bădăluţă : p. 147, pl. XLIX, fig. 1 şi 2.

Un exemplar mic, în întregime septat, cu spiră evolută şi secţiune pătratică ; peste coaste, grosimea turei depăşeşte puţin înălţimea. Tuberculii sînt piramidali, înalţi, cu aspect de spini ascuţiţi cînd sînt bine păstraţi, uniţi prin coaste scurte. Tuberculii şirului intern, situaţi la oarecare distanţă de sutura ombilicală, sînt plasaţi în sela laterală, între primul şi al doilea lob lateral, aşa cum menţionează W. J. Arkell (1934—1948) pentru exemplarele din Anglia. Lobul extern aproape egal cu primul lob lateral.

Exemplarul din Dobrogea corespunde speciei *perarmatum*, de care se deosebeşte numai prin coaste ceva mai puţin proeminente. Apropiat de *E.oegir*, se deosebeşte prin secţiunea pătratică a turei, care la *E.oegir* este rotunjită.

Specie cu largă distribuţie geografică, cantonată mai ales în zonele *Cordatum* şi *Plicatilis*.

diametrul maxim	120 mm	
diametrul ombilicului	47 mm	0,39
înălţimea turei	31 mm	0,26
grosimea turei	33 mm	0,27
numărul coastelor :	17 la	120 mm

Euaspidoceras oegir (Oppel)

(pl. II, fig. 9 şi 10)

1842 *Ammonites perarmatum* Sow., d'Orbigny : p. 498, pl. CLXXXIV.
1871 *Aspidoceras oegir* (Opp.), Neumayr : p. 372, pl. XX, fig. 2.
1875 *Aspidoceras oegir* Opp., Favre : p. 38, pl. V, fig. 3 şi 4.
1898 *Aspidoceras perarmatum* Sow., Riaz : p. 54, pl. XIX, fig. 7—9.
1909 *Aspidoceras edvarsianum* var. *binodosum* Simionescu : p. 65, pl. III, fig. 7.
1941 *Aspidoceras oegir* (Opp.), Dorn : p. 17, pl. XIX, fig. 3—5.

Un exemplar incomplet, fără loje, cu cochilie aplatisată, ombilic larg, tura cu secțiunea pătratică, cu marginea ventrală rotunjită. Ca și exemplarele figurate de E. F a v r e, mulajul din Dobrogea prezintă coastele aproape șterse și tuberculii externi mai dezvoltați. Singura deosebire este numărul ceva mai mic de coaste (17 în loc de 18—20). Remarcăm, așa cum observă și R. E n a y (1962), tendința de migrare a tuberculilor externi spre marginea ventrală.

diametrul maxim	100 mm	
diametrul ombilicului	51 mm	0,51
înălțimea turei	29 mm	0,29
grosimea turei	27 mm	0,27
numărul coastelor	17 la	100 mm

Specie considerată caracteristică mai ales pentru oxfordianul mediu și pentru baza oxfordianului superior (zonele *Plicatilis* și *Transversarium-Hypselum*).

Euaspidoceras paucituberculatum Arkell

(pl. III, fig. 13 și 14)

1940 *Aspidoceras* (*Euaspidoceras*) *paucituberculatum* Arkell : p. 210, pl. XLV, fig. 2—5 ; pl. XLVI ; pl. XLVII, text fig. 74.

Cochilie evolută cu ombilic larg și secțiunea turei de spiră cvadrangulară, cu părțile laterale plate și marginile rotunjite. Ultimul tur al exemplarului nostru, în întregime septat, prezintă 15—16 coaste șterse, prevăzute la extremități cu tuberculi mamelonari inegali, cei de pe marginea externă mult mai dezvoltați decît cei interni și evident prelungiți cu spini alungiți. Pe tura penultimă, atît coastele, cît și tuberculii interni prezintă tendință de ștergere.

Dimensiunile variabile ale tuberculilor, ale distanței dintre ei, ștergerea coastelor sau dispariția tuberculilor sînt caractere menționate de W. J. A r k e l l pentru specia *A.*(*E.*) *paucituberculatum* și reies și din figurile 3 și 5 de pe planșa XLV și figura 3 de pe planșa XLVI, cu care se apropie cel mai mult exemplarul din Dobrogea. Acest exemplar este însă uzat și nu putem preciza dacă lipsa tuberculilor interni de pe tura penultimă se datorește stării de conservare sau este inițială.

diametrul maxim	140 mm	
diametrul ombilicului	64 mm	0,45
înălțimea turei	42 mm	0,30
grosimea turei	42 mm	0,30
numărul coastelor	15 — 16 la	160 mm diametru

De *E.perarmatum*, de care se apropie prin secțiunea pătratică a turei și prin forma tuberculilor, se deosebește prin ture ușor rotunjite, tuberculi inegali și coaste mai șterse, iar de *E.oegir* prin tuberculi mai puternici și mai puțin numeroși.

Menţionat de W. J. Arkell în zona cu *Plicatilis* din Anglia şi de R. Enay în zonele cu *Plicatilis* şi *Martelli*.

Euaspidoceras cf. crebricostis Arkell

(pl. IV, fig. 16 şi 17; pl. V, fig. 18 şi 19)

1940 *Aspidoceras* (*Euaspidoceras*) *crebricostis* Arkell: p. 203, pl. XLVIII, fig. 6, 7 şi text fig. 71 şi 12.

Un exemplar de dimensiuni mari, cu coaste numeroase, puternice, care au tendinţa de a deveni mai dese, mai ascuţite şi mai înalte pe porţiunea neseptată, care reprezintă aproximativ 1/2 tură de spiră. Tuberculii, bine dezvoltaţi, prezintă spini care se şterg treptat şi dispar pe porţiunea neseptată, unde coastele se apropie şi traversează, ceva mai şterse, marginea ventrală. Secţiunea turei, ceva mai groasă decît înaltă, prezintă marginea ventrală rotunjită.

Prin aceste caractere se apropie de *E. crebricostis* Arkell; observăm totuşi că exemplarul din Dobrogea prezintă pe turele interne un număr ceva mai mic de coaste, mai scurte, cu cele două şiruri de tuberculi uşor mai depărtaţi de marginea ombilicală şi ventrală decît la specia lui Arkell. De *E. acuticostatum* (Young and Bird) se deosebeşte prin dimensiuni mai mici şi prin număr mai mare de coaste înguste şi ascuţite pe porţiunea neseptată.

diametrul maxim	180 mm	
diametrul ombilicului	80 mm	0,44
înălţimea turei	61 mm	0,33
grosimea turei	71 mm	0,39
numărul coastelor	20 la 180 mm diametru	
septat pînă la 140 mm diametru		

Specie menţionată în zona cu *Plicatilis* din Anglia şi din Bazinul Parisian.

Euaspidoceras cf. hominale (Favre)

(pl. VII, fig. 24 şi 25)

1875 *Aspidoceras hominale* Favre: p. 39, pl. IV, fig. 4 şi 5.
1931 *Aspidoceras hominale* (Favre), Dorn: p. 35, pl. XXV, fig. 2 şi 3; pl. XXVI, fig. 2a-c.

Cochilie puţin involută cu creşterea spirei rapidă, acoperind partea externă a turei precedente; secţiunea turei, cu marginea externă uşor boltită şi netedă, prezintă lărgimea mai mare decît înălţimea. Părţile laterale sînt plate, ombilicul, adînc, cu marginea abruptă, este moderat dezvoltat (1/3 din diametrul total). Tuberculii, în număr de 17 perechi, sînt uniţi prin coaste drepte, puţin marcate.

Exemplarul descris este asemănător cu cel figurat de Dorn și corespunde tipului speciei lui Favre, de care se deosebește însă prin secțiune mai puțin joasă. De speciile *E.perarmatum* și *E.oegir* se deosebește prin secțiune mai dreptunghiulară, prin regiunea externă largă și convexă și prin ombilic mai mic. De *E.babeanum* se deosebește prin tuberculi mai puțin numeroși și mai mici, iar de *E.hypselum*, care are secțiunea turei dreptunghiulară și joasă, prin partea externă mai rotunjită.

diametrul maxim	103 mm	
diametrul ombilicului	38 mm	0,36
înălțimea turei	39 mm	0,37
grosimea turei	42 mm	0,40
numărul coastelor	17 la diametru de 103 mm	

Menționat în zona *Transversarium* de la Voirons și în zona *Hypselum* din Franconia și Trept.

Euaspidoceras sp. din gr. **E. perarmatum** (Sow.)

(pl. I, fig. 7 și 8)

Două fragmente de tură, prost conservate, care, prin secțiunea pătratică și prin părțile laterale plate, se apropie de speciile din grupul *perarmatum*.

Euaspidoceras sp. 1

(pl. VI, fig. 20)

Un exemplar prost conservat, deformat, cu o asimetrie accentuată a părților laterale. Pe una din fețe se pot observa tuberculii ombilicali rotunjiți, coastele șterse spre marginea ventrală și tuberculii externi abia vizibili.

Euaspidoceras sp. 2

Un exemplar de dimensiuni mici (nucleu), parțial involut, cu secțiunea turei ceva mai joasă decît înaltă, cu maxima lărgime în apropierea ombilicului, ornamentat cu 15 perechi de tuberculi inegali (cei ombilicali mai dezvoltați), uniți prin coaste șterse, rotunjite.

diametrul maxim	66 mm	
diametrul ombilicului	31 mm	0,47
înălțimea turei	32 mm	0,48
grosimea turei	36 mm	0,54
numărul coastelor	15 la diametru de 66 mm	

Euaspidoceras sp. indet.

Un fragment de tură care, prin secțiunea joasă a turei de spiră (I = = 56 mm, G = 83 mm) cu marginea ventrală larg rotunjită, prin coastele groase cu tuberculi mamelonari, inegali, se deosebește net de speciile descrise mai sus. Fragmentul, fiind prea mic, nu permite o determinare specifică.

AMMONITES OXFORDIENNES À BĂLTĂGEȘTI (DOBROUDJA CENTRALE)

RÉSUMÉ

Dans la Dobroudja centrale, au nord de la localité de Bălțăgești, sur le versant sud-ouest de la colline « La Carieră » (« Alah-Bair »), audessus du soubassement protérozoïque plissé, représenté par des schistes verts, le Jurassique se dispose, transgressivement et de manière discordante. A la base il y a environ 8 m de calcaires gréseux, de calcaires à accidents siliceux et des calcaires à crinoïdes et bélemnites. Sur la surface irrégulière et rubéfiée du dernier banc de calcaires à crinoïdes repose un banc lentiliforme de calcaire nodulaire, brun verdâtre, très riche en glauconie, de 0,40—1 m d'épaisseur. Les Ammonites ont été récoltées à la partie inférieure du banc à glauconie où ils étaient associées à de nombreux Bélemnites fragmentaires, à des entroques de crinoïdes, à des moulages internes de *Pleurotomaria*, et à de rares Lamellibranches. Beaucoup d'Ammonites sont mal conservées, fragmentaires, déformées, ou avec l'une des faces fortement détériorée.

La faune d'Aspidocératides comprend des espèces qui dans d'autres bassins européens sont mentionnées surtout dans l'Oxfordien moyen ou à la base de l'Oxfordien supérieur. Il résulte que les 8 m de calcaires sous-jacents représenteraient le Bathonien supérieur — l'Oxfordien inférieur, fortement condensé ou présentant des lacunes, si l'on tient compte des situations existantes dans des régions très proches (Fig. 4), où seul le Bathonien-Callovien totalise au moins 25 métres. Le surface irrégulière et rubéfiée du calcaire à crinoïdes sur laquelle repose le calcaire à glauconie, le caractère nodulaire de ce dernier, la présence de la glauconie, l'état de conservation de la faune, pourraient être des indications du ralentissement ou même de l'arrêt de la sédimentation avant le dépôt du calcaire glauconieux.

BIBLIOGRAFIE

ARKELL W. J. (1934—1948), *A Monograph on the Ammonites of the English Corallian Beds*, Paleont. Soc. Londra, **LXXXIV**, **LXXXVII—XCI**, **XCIII—CII**, partea I—XIV.

ARKELL W. J. (1956), *Jurassic Geology of the World*, Edinburgh.

BĂRBULESCU AURELIA (1961 *a*), *Contribuții la studiul jurasicului din valea Tichileștilor*, St. cerc. geol., **VI**, *4*.

BĂRBULESCU AURELIA (1961 *b*), *Fauna calloviană din dealul Baroi (Hîrșova)*, An. Univ. „C. I. Parhon", Seria șt. nat., geol.-geogr., *27*.

BĂRBULESCU AURELIA (1964), *Noi puncte fosilifere jurasice în raionul Hîrșova (Dobrogea centrală)*, An. Univ. București, Seria șt. nat., geol.-geogr., **V**, *2*.

CHRIST A. H. (1959—1960), *Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Malm von Westsizilien*, Mém. Suisse de Paléont., **77**, Bâle.

CODARCEA AL., RĂILEANU GR. (1960), *Le Mésozoïque des Carpates Méridionales*, Ann. Inst. géol. Publ. Hung., Budapesta, **XLIX**, fasc. 1.

CORROY G. (1936), *L'Oxfordien et l'Argovien de Septèmes (Bouches-du-Rhône)*, Bull. Soc. Géol. France sér. V, **VI**, fasc. 4, 5.

DORN P. (1930—1931), *Die Ammoniten-Fauna des Untersten Malm der Frankenalb*, Palaeontographica, **LXXIII—LXXIV**, Stuttgart.

ENAY R., MANGOLD CH. (1959), *Observations nouvelles sur le callovo-oxfordien et la transgression argovienne dans l'Ile Cremieu (Jura méridional tabulaire)*, C.R. som. Soc. Géol. Frnance, 170—171.

ENAY R. (1962), *Contribution à l'étude paléontologique de l'oxfordien supérieur de Trept (Isère)*, Trav. Lab. Géol., Lyon, N. sér., *8*.

ENAY R. (1966), *Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique*, Nouv. Arch. Mus. Hist. nat., Lyon, fasc. VIII, **I, II**.

ENAY R., TINTANT H., CARIOU E. (1967), *Les faunes oxfordiennes d'Europe méridionale. Essai de zonation*, Coll. Intern. du Jurassique, Luxembourg, Juillet, 1967.

FAVRE E. (1875), *Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne de Voirons (Savoie)*, Mém. Soc. Pal. Suisse, **II**, Bâle.

GERARD CH. (1936), *Les ammonites argoviennes du Poitou*, Bull. Soc. Géol. France, sér. V, **VI**, fasc. *4—5*.

KRIMGOLȚ G. I. (1961), *O sopostavlenii iurskih otlojenii severo Kavkaza i Ruskoi Platformî*, Trudî vses. sovesk. po utosșenii shemî stratigrafii mezozoiskih otlojenii Ruskoi Platformî, **II**, iurskaia sistema, Leningrad.

KSIAZKIEWICZ M. (1956), *The jurassic and cretaceous of Bachowice*, Ann. Soc. Géol. Pologne, Cracovia, **XXVI** fasc. *2—3*.

KOPIK J. (1967), *The middle and upper jurassic of the Czenstochowa-Zawiercie sedimentary basin (the Crakow-Czenstochowa Jura)*, Inst. Geol., Biul. 211, Varșovia.

LORIOL P. (1893), *Déscription des Mollusques et Brachiopodes des couches séquaniennes de Tonnerre*, Mém. Soc. Paléont. Suisse, **XX**.

MALINOWSKA L. (1963), *Stratigrafia oxfordu Jury Czestochowskiej na podstawie amonitow*, Inst. geol. Prace, **XXXVI**, Varșovia.

MUTIHAC V. (1959), *Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița — Moldova Nouă (Banat)*, Bibl. Geol. Paleont., Acad. R.P.R., **IV**.

NEUMAYR M. (1871), *Jurastudien*, Jahrb. geol. Reichanst, *5*.

OPPEL A. (1862—1863), *Palaeontologische Mittheilung aus dem Museum Koenigl*, Bayer. Staates, Stuttgart.

ORBIGNY A. de (1842—1851), *Paléontologie française. Terrains jurassiques, I: Céphalopodes*, Paris.

PASCU R. (1909), *Răspîndirea șisturilor verzi a jurasicului și a neocretacicului din Dobrogea*, An. Inst. geol. Rom., **III**.

PATRULIUS D. (1960), *La couverture mésozoïque des Massifs cristallines des Carpates Orientales*, Ann. Inst. géol. Publ. Hung., Budapesta, **XLIX**, fasc. 1.

QUENSTEDT F. A. (1849), *Petrefaktenkunde Deutschlands, I: Die Cephalopoden*, Tübingen.

RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., MUTIHAC V. (1957), *Cercetări geologice în regiunea Anina — Doman (Zona Reșița — Moldova Nouă)*, Bul. șt., Secț. geol.-geogr., **II**, *2*.

RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU A. (1960), *Contribuții la cunoașterea faunei de amoniți din jurasicul superior de la Svinița (Banat)*, St. și cerc. geol., **V**, *1*.

RIAZ A. (1898), *Déscription des ammonites des couches à Peltoceras transversarium (Oxfordien supérieur) de Trept (Isère)*, Edit. Masson, Paris.

SAZONOV N. (1961), *Unifițirovanie shema stratigrafii iurskih otlojenii Ruskoi Platformî (proekt)*, B.N.I.G.N.I., Leningrad, **XXIX**.

SAZONOV N., STEPHANOV J. (1965), *Koreliația shem stratigrafii otlojenii iurî Bolgarii i CCCR v predelah severnovo Kavkaza, Krîma, Preddobrujskovo proghiba i Ruskoi Platformî*, Karp.-Balk., gheol. assoț., VII Kongress, Sofia, 1965, Dokladî ciasti II, **1**.

SIMIONESCU I. (1909), *Straturile jurasice dintre Hîrșova și Boasgic (Dobrogea)*, An. Inst. geol. Rom., **III**, fasc. 1.

STEPHANOV J. (1962), *Oxfordski amoniti semeistvo Aspidoceratidae v Bilgaria.*, Trud. geol. Bilgaria, Seria paleont., Sofia, *4*.

Primit la redacție
la 2 ocombrie 1968

Facultatea de geologie-geografie
a Universității București

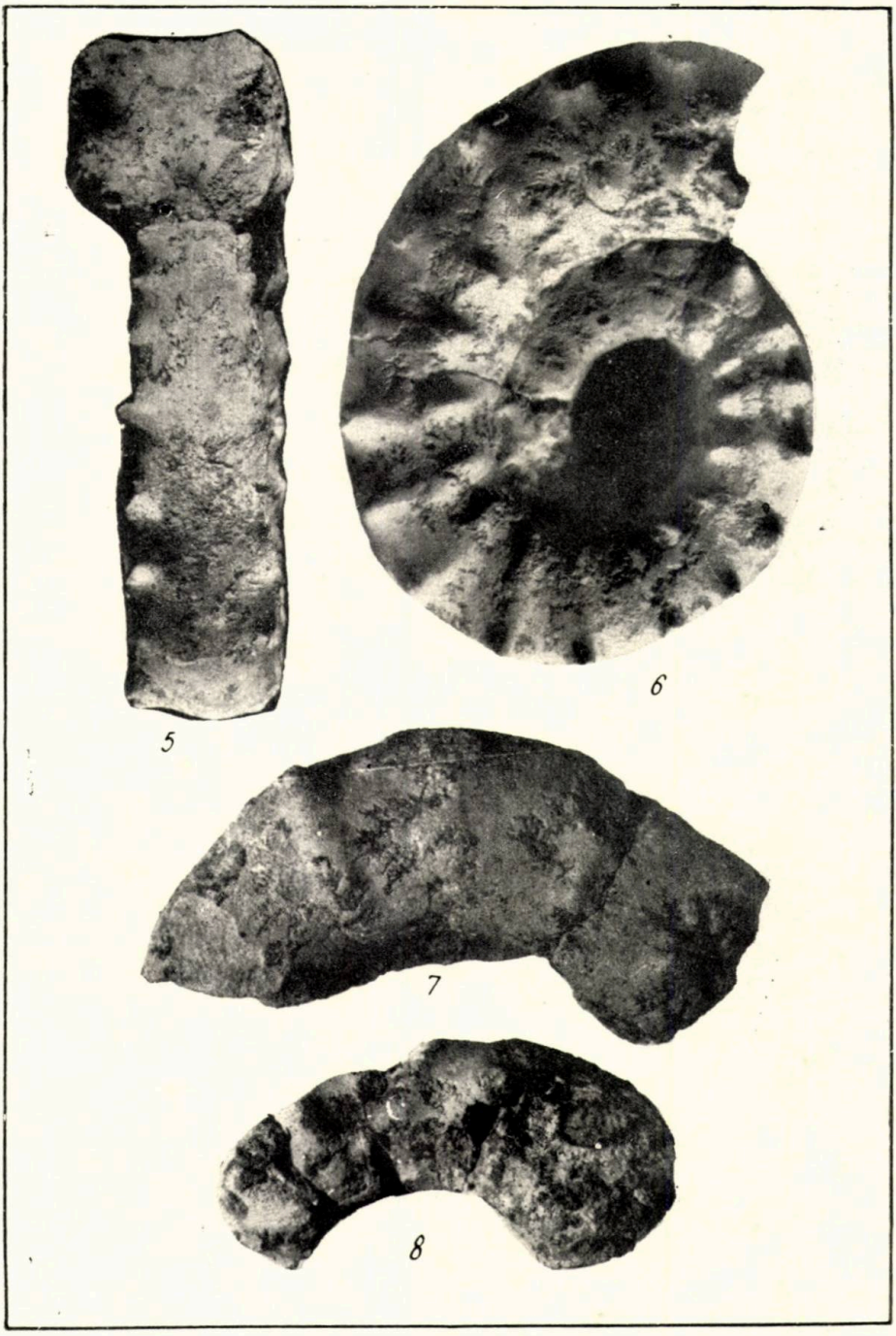


Fig. 5 și 6. — *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.) (fig. 5 × 0,77 ; fig. 6 × 0,72).
Fig. 7 și 8. — *Euaspidoceras* sp. din gr. *E. perarmatum* (× 1).

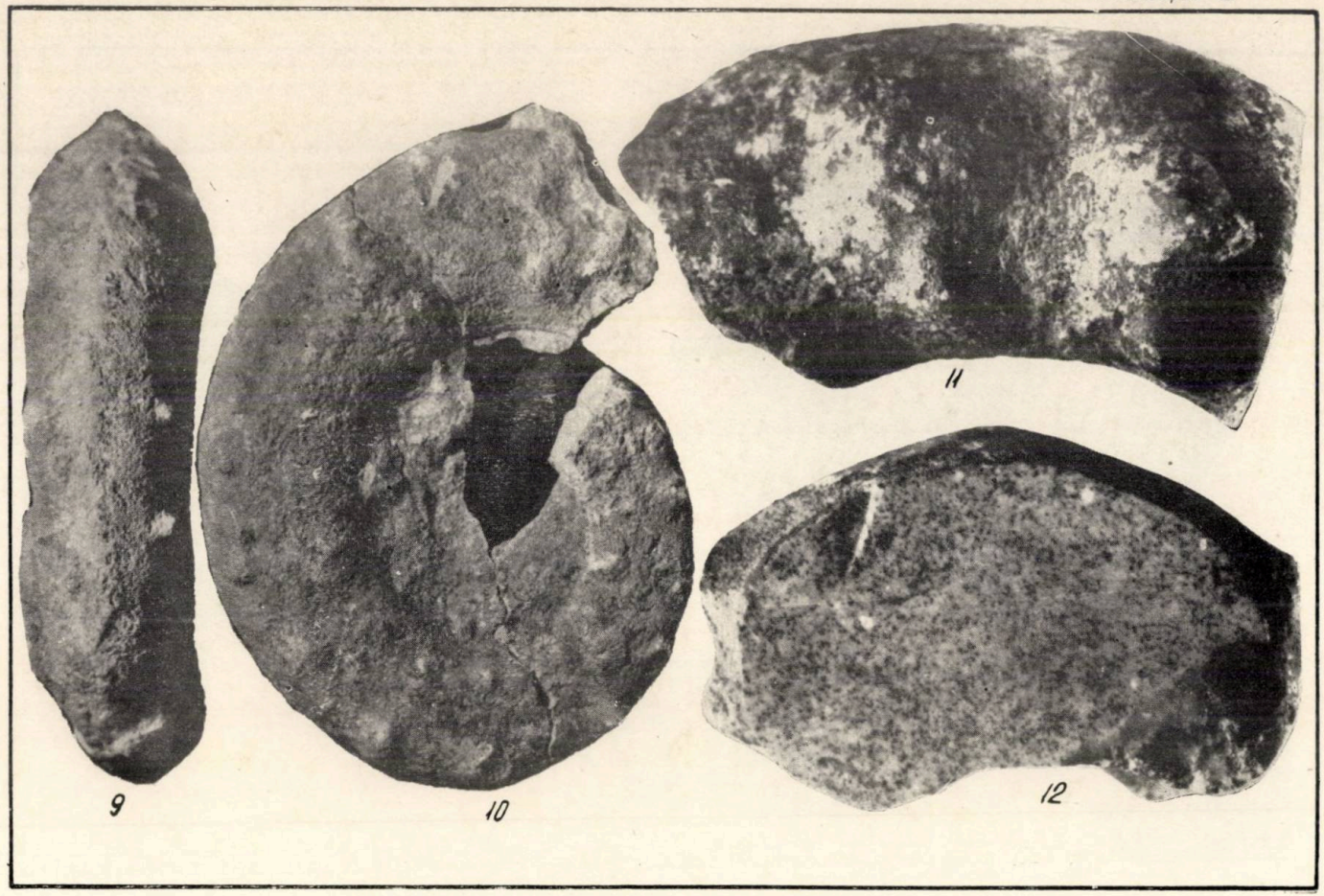


Fig. 9 și 10. — *Euaspidoceras oegir* (Oppel) (× 0,95).
Fig. 11 și 12. — *Euaspidoceras* sp. indet. (× 1).

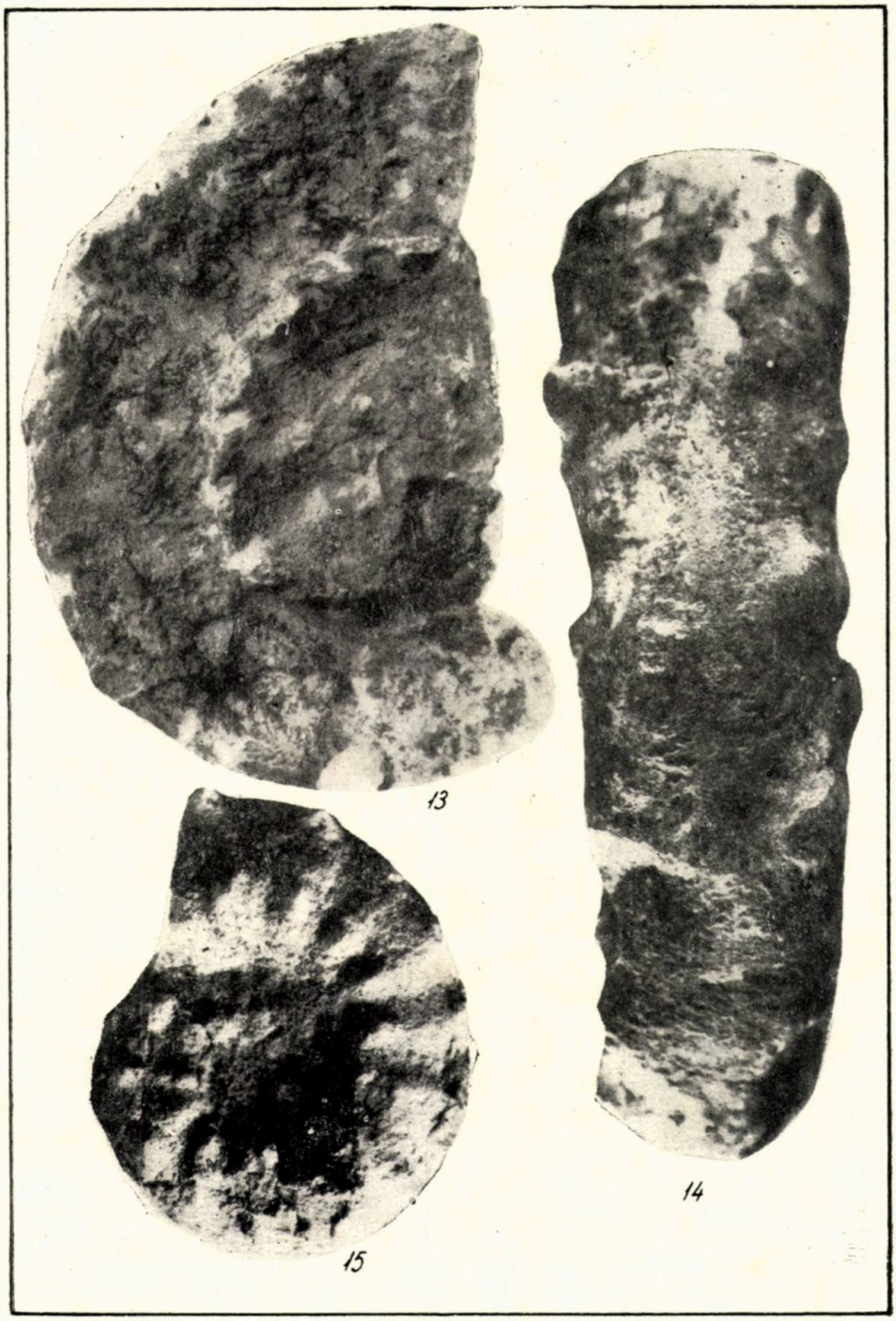


Fig. 13 și 14. — *Euaspidoceras paucituberculatum* Arkell (fig. 13 × 0,75; fig. 14 × 1).
Fig. 15. — *Euaspidoceras* sp. 2 (× 1) (col. D. Gheța).

Fig. 16 și 17. — *Euaspidoceras cf. crebricostis* Arkell (fig. 16 × 0,53; fig. 17 × 1,08).

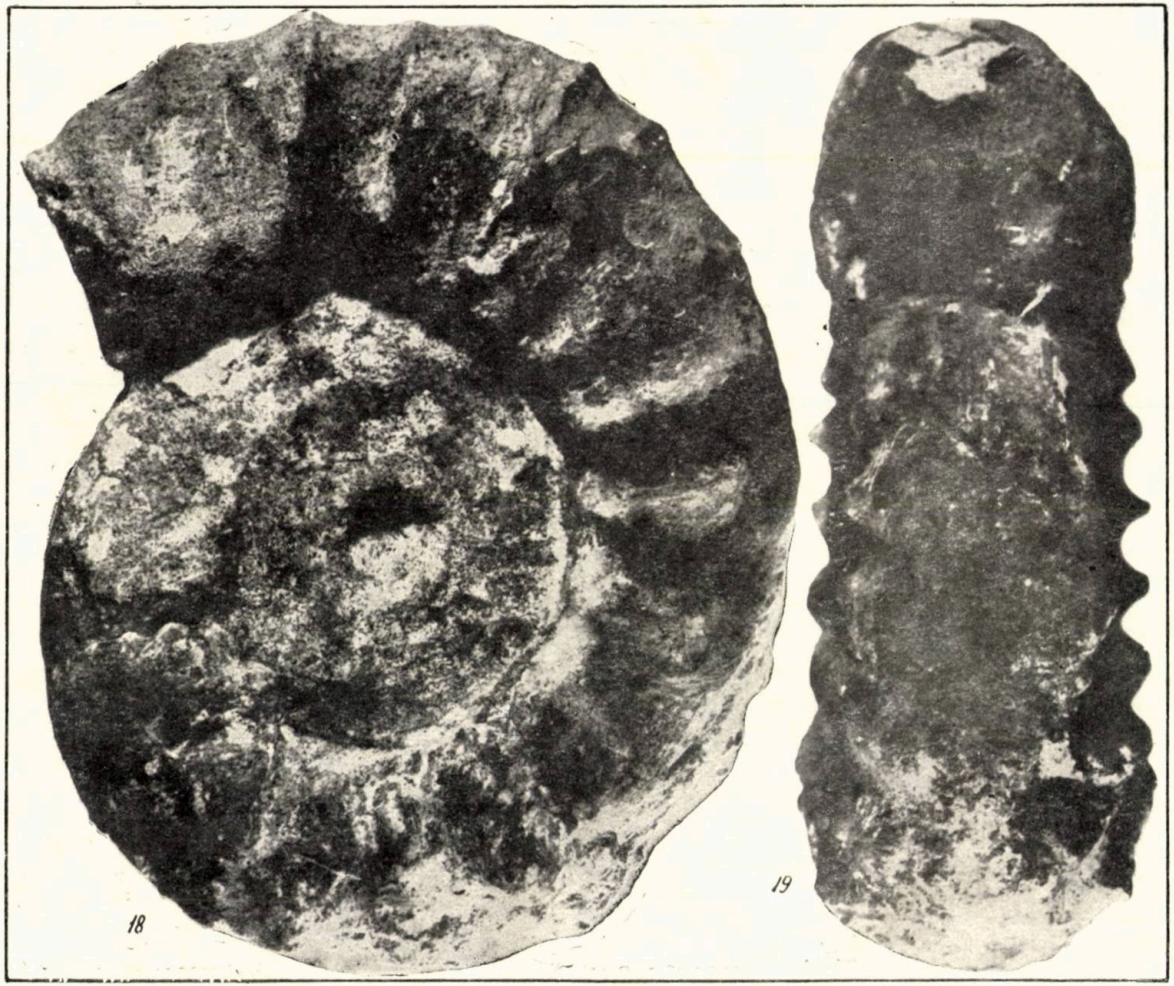


Fig. 18 și 19. — *Euaspidoceras cf. crebricostis* Arkell (× 0,71).

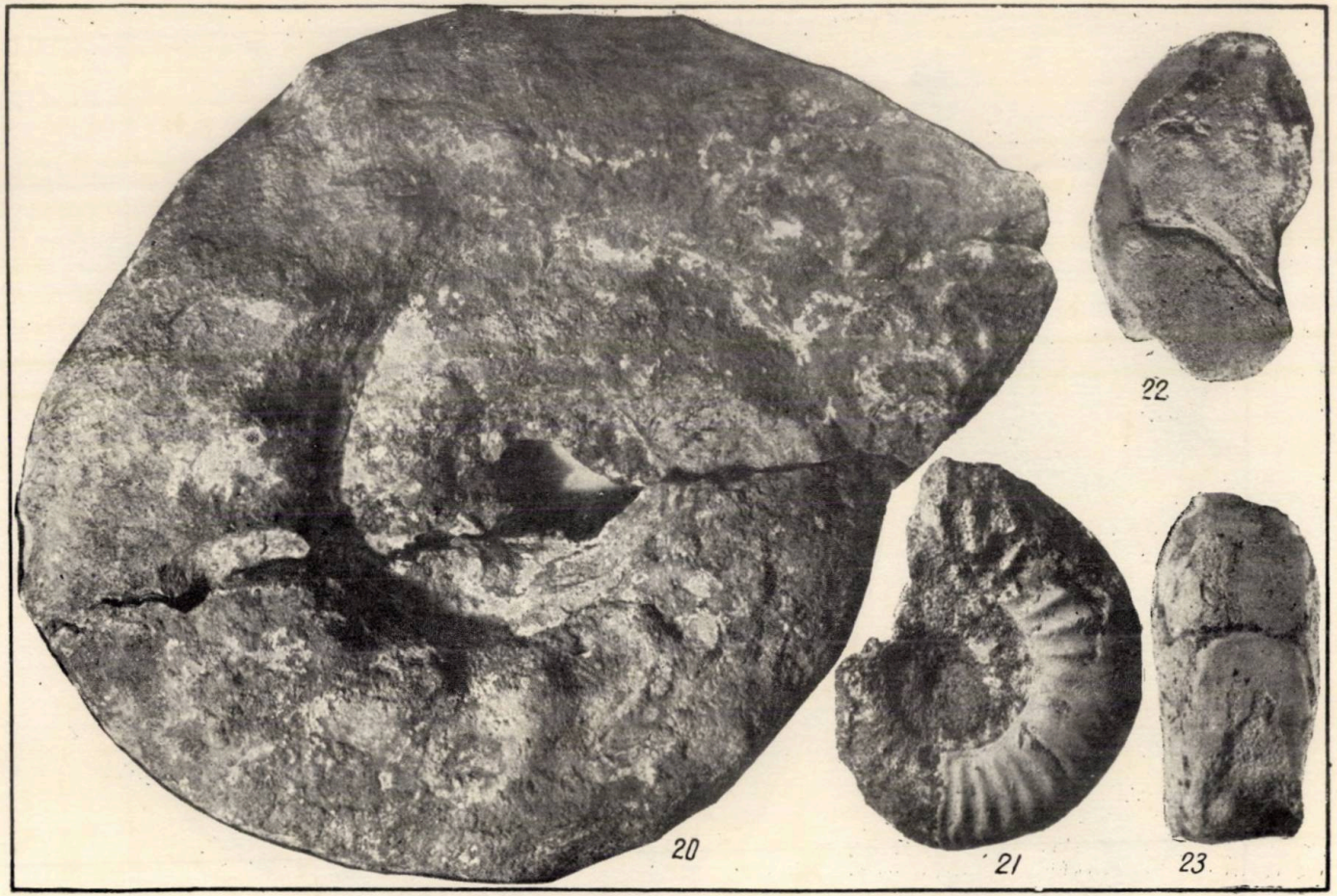


Fig. 20. — *Euaspidoceras* sp. 1 (× 0,80) (col. D. Gheța).
Fig. 22 și 23. — *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.) (× 1,2).
Fig. 21. — *Mirosphinctes* sp. (× 1).

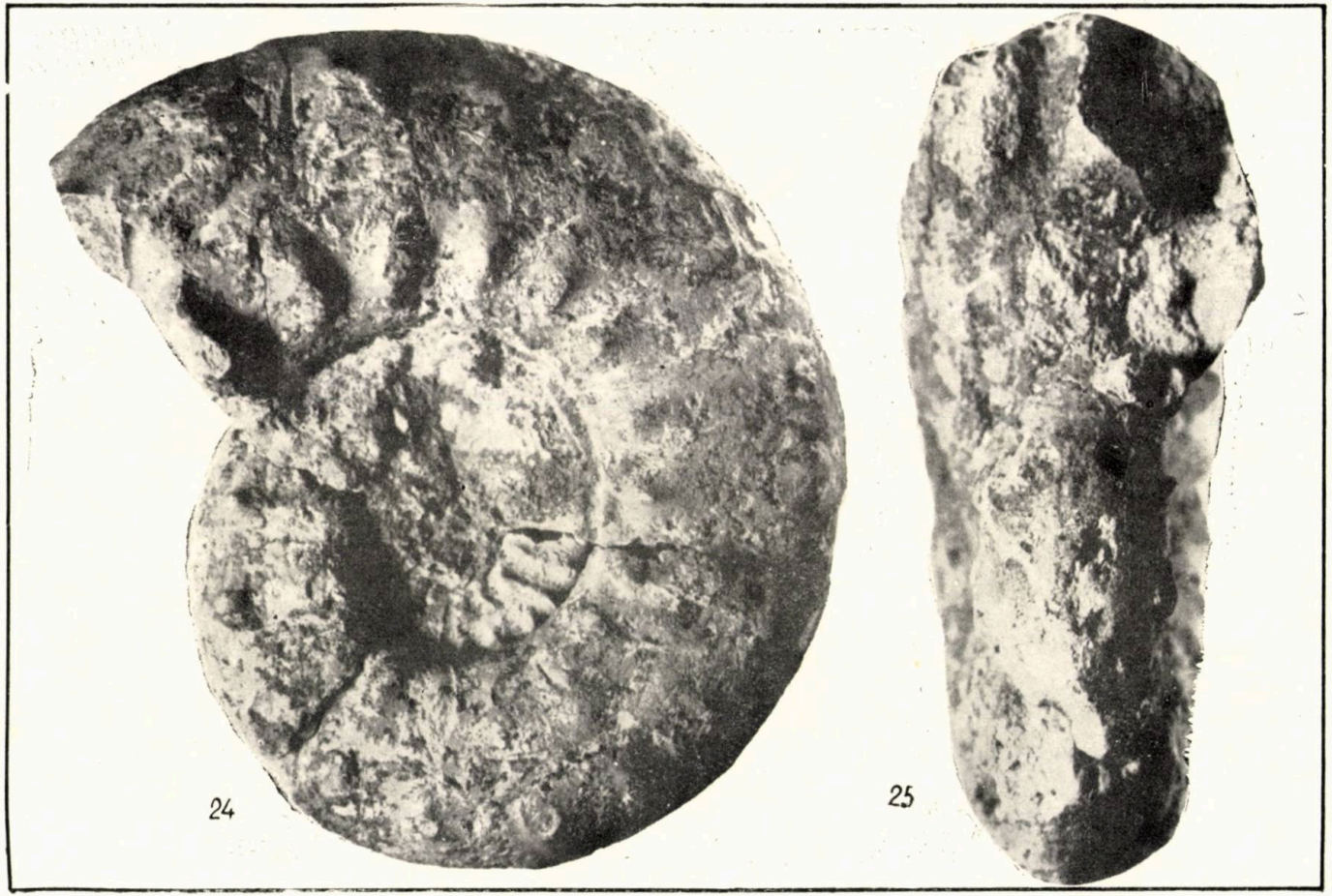


Fig. 24 și 25. — *Euaspidoceras* cf. *hominale* (Favre) (× 1,1).

NOTĂ ASUPRA UNEI FAUNE A TITHONICULUI INFERIOR (ZONA *CONTIGUUS*) DIN CARPAȚII ORIENTALI (VALEA DOFTANEI)

DE

D. PATRULIUS, E. AVRAM și V. MATEI

Fauna descrisă în această notă cuprinde una din rarele asociați de amonoidee găsite pînă acum pe teritoriul țării noastre și care poate ofer preciziuni cu privire la stratigrafia zonară a tithonicului carpatic.

Pe teritoriul Carpaților românești au fost recunoscute toate cele trei zone clasice ale tithonicului sud-mediteranean, anume : *Hybonotum* (= *Gravesiana*), *Contiguus* și *Transitorius*, dar inventarul asociațiilor de amonoidee provenind din aceste zone este încă foarte sărac, iar bună parte din formele semnalate nu au fost recoltate dintr-o succesiune continuă de depozite, ci din blocuri mari de calcare, pînă la mici klippe (olistolite), izolate în terenurile flișului est-carpatic. O asociație caracteristică pentru zona *Hybonotum* a fost găsită în blocurile de calcare roșii ale unei megabrecii intercalate în flișul apțian din extremitatea sudică a Masivului Bucegi (D. P a t r u l i u s, 1964). Această asociație cuprinde formele : *Glochiceras* (*Paralingulaticeras*) *haeberleini* (Opp.), *Glochiceras pseudocarachtheis* (Favre), *G. carachtheis* (Zeusch.), *Haploceras elimatum* (Opp.), *H. staszycii* (Zeusch.), *Sutneria* sp. (aff. *S. eugyra* Barthel). O bogată asociație a zonei *Contiguus*, conținută în calcarul de Brădet (zona Reșița — Banatul de vest), a fost inventariată de A u r e l i a B ă d ă l u ț ă [1]. Această asociație cuprinde, între altele, formele : *Subplanites contiguus* (Catullo in Toucas), *Taramelliceras circumnodosum gaetanoi* (Font.), *Berriasella praecox* Schneid și numeroase alte specii ale aceluiași gen, *Lemencia praerichteri* Donze et Enay, *Virgatosimoceras rothpletzi* Schneid și *V. broilii* Schneid.

Zona *Transitorius* este datată prin rari amoniți găsiți în calcarele de facies Stramberg de la Rîșnov (E. J e k e l i u s, 1916) și Sinaia (D.

[1] *Geologia regiunii Anina*, lucrare de dizertație pentru doctorat susținută în 1965 (Facultatea de geologie-geografie a Universității București).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 135–148, București, 1970

Patrulius, 1952), ultimele conţinute ca olistolite în stratele de Sinaia superioare. Printre amoniţii găsiţi în acest interval se numără : *Berriasella carpathica* (Zitt.) şi *B.oppeli* (Kil.) (la Rîşnov), *Haploceras staszycii* (Zeusch.), *H. tithonium* (Opp. in Zittel), *H.leiosoma* (Opp. in Zittel), *Himalaytes* sp. (juvenil), *Spiticeras* sp. (aff. *S. pseudogroteanum* Djanelidze), *Negrelliceras* sp. (juvenil). La această listă mai este de adăugat *Protacanthodiscus chaperi* Toucas, semnalat de V. Popovici-Hatzeg, în cariera Piatra Arsă (Poiana Ţapului).

Asociaţia care face obiectul acestei note provine din mari blocuri de calcare fin granulare, cenuşiu deschis, bogate în resturi de *Saccocoma*. Aceste blocuri sînt conţinute ca olistolite în ruditele stratelor de Sinaia superioare dezvoltate în bazinul superior al văii Doftana, şi anume pe Piciorul lui Ţîrcă şi pe versantul din dreapta al văii Doftăniţa, aproape de confluenţa cu valea Doftana.

Descoperirea unor amoniţi neojurasici în blocul de pe Piciorul lui Ţîrcă se datoreşte lui G. Murgeanu, cu prilejul ridicărilor geologice efectuate înainte de 1931 pentru elaborarea tezei de doctorat[2]. Alte forme au fost recoltate în acelaşi loc de unul din autorii prezentei note (G. Murgeanu şi D. Patrulius, 1959) şi mai recent de ceilalţi doi autori, care au găsit încă un bloc bogat în fosile pe versantul din dreapta al văii Doftăniţa.

Din blocul de pe Piciorul lui Ţîrcă provin următoarele forme :

Haploceras elimatum (Oppel)
Berriasella (*Parapallasiceras*) *praecox* Schneid
Punctaptychus punctatus (Voltz) f.*typica* Trauth
Nucleata bouei (Zeusch.).

Blocul din valea Doftăniţa conţine următoarea asociaţie :
Protetragonites quadrisulcatum (d'Orb.)
Glochiceras carachtheis (Zeusch.)
Haploceras staszycii (Zeusch.)
Haploceras elimatum (Oppel)
Subplanites aff. *concorsi* Donze et Enay
„*Perisphintes*" sp. (aff. „*P.*" *pseudocolubrinus* Kilian)
„*Berriasella*" *richteri* (Oppel)
„*Berriasella*" n.sp.ind.
Chlamys (?) *polycyclus* Blaschke.

Starea de conservare a exemplarelor este în general mediocră, astfel că numai o parte a formelor a putut fi inventariată pînă la rangul generic, şi încă mai puţine pînă la rangul specific. Printre formele inventariate este de subliniat în special prezenţa unei specii afine cu *Subplanites concorsi* Donze et Enay şi a speciei „*Berriasella*" *richteri* (Oppel, in Zittel), care este însoţită de forme înrudite.

Această asociaţie, în ansamblu, aparţine zonei *Contiguus*, dar formele identificate sînt prea puţin numeroase pentru a fixa mai exact locul ei în cadrul zonei.

[2] Comunicare orală.

DESCRIERE PALEONTOLOGICĂ

Genul **Protetragonites** Hyatt 1900

Protetragonites quadrisulcatum (d'Orb.)

(pl. I, fig. 6a, 6b, şi 7)

Referinţe: *Ammonites quadrisulcatus* d'Orbigny 1840, p. 151, pl. 49, fig. 1—3 (holotipul speciei, din neocomianul din sudul Franţei); *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb., Zittel 1868, p. 71, pl. 9, fig. 1—5 (din tithonicul de la Stramberg, Rogoznik ş.a.); *Ammonites quadrisulcatus* d'Orb., Gemmellaro 1868, p. 38, pl. 5, fig. 3—4 (din calcarele cu *Pygope janitor*, Sicilia); *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb., Yin Tsan hsun 1931, p. 22, pl. I, fig. 2 (din tithonicul de la Bois de Moinier); *Protetragonites quadrisulcatum* (d'Orb.), Donze et Enay 1961, p. 40 (din tithonicul inferior de la Croix-de-Saint-Concors).

Referinţe complete în Donze et Enay 1961, p. 40.

Material : 3 exemplare, conservate numai ca mulaje, dintre care două pot fi măsurate. Exemplarul mai mare păstrează o parte din camera de habitaţie.

D = 82 mm h = 0,29; g = 0,31; o = 0,50 (IG 6 234)
D = 50 mm h = 0,26; g = —; o = 0,58 (IG 6 239)

Specimenele examinate au o secţiune circulară sau subcirculară. Constricţiile, în număr de 4 pe ultimul tur, sînt vizibile numai la exemplarul de talie mai mare; penultima dintre ele coincide cu limita dintre fragmocon şi camera de habitaţie, iar cea de-a patra, situată la scurtă distanţă pe camera de habitaţie, este mai superficială, mai largă şi limitată la jumătatea internă a flancurilor. Constricţiile sînt mai largi decît la exemplarul tip, uşor proverse, destul de greu de observat, datorită faptului că exemplarul este puţin corodat. De remarcat şi faptul că secţiunea acestuia este uşor deprimată.

Exemplarul de talie mică este mai evolut decît tipul speciei şi cu secţiunea uşor comprimată.

Genul **Ptychophylloceras** Spath 1927

Ptychophylloceras aff. **ptychoicum** (Quenst.)

(pl. I, fig. 8)

Referinţe: *Phylloceras ptychoicum* Quenst., Zittel 1868, p. 59, pl. 4, fig. 3—9 (din tithonicul de la Stramberg şi Koniakau); *Phylloceras ptychoicum* Quenstedt, Yin Tsan hsun 1931, p. 21, pl. I, fig. 1 (din tithonicul de la Bois de Moinier); *Calliphylloceras* (*Ptychophylloceras*) aff. *ptychoicum* (Qu.) Donze et Enay 1961, p. 38 (din tithonicul inferior de la Croix-de-Saint-Concors).

Referinţe complete în Donze et Enay 1961, p. 38.

Material : 2 exemplare, în stadii diferite de creştere, păstrate ca mulaje ale fragmoconului.

D = 49 mm h = 0,59; g = —; o = — (IG 6 240—1)
D = 31 mm h = 0,58; g = —; o = 0,08 (IG 6 240—2)

Ambele exemplare sînt septate. Ele prezintă aceleaşi proporţii ca şi tipul speciei, dar sînt lipsite de şanţuri periombilicale bine distincte şi de bureleţi transversali pe partea ventrală.

Lipsa bureleţilor transversali pe partea ventrală, în special bine distincţi pe camera de habitaţie la exemplarele tipice, s-ar putea explica prin faptul că la specimenele din valea Doftăniţa fragmoconul este mai lung, iar camera de habitaţie nu este conservată.

Genul **Haploceras** Zittel 1870

Haploceras elimatum (Oppel)

(pl. II, fig. 10 şi 11a şi 11b)

Referinţe: *Ammonites elimatus* Oppel, Zittel 1868, p. 79, pl. 13, fig. 1—7 (din tithonicul de la Stramberg, Koniakau, Willamowitz); *Haploceras elimatum* Oppel, Zittel 1870, p. 51, pl. 3, fig. 7 (din tithonicul de la Rogoznik); *Lissoceras elimatum* Oppel, Yin Tsan hsun 1931, p. 24, pl. I, fig. 4 şi 5 şi pl. II, fig. 2 (din tithonicul de la Murles şi Bois de Moinier); *Haploceras elimatum* (Oppel), Donze et Enay 1961, p. 44 (din tithonicul inferior de la Croix-de-Saint-Concors).

Material: 3 exemplare, într-un stadiu mediocru de conservare, păstrate numai ca mulaje.

D = 54 mm h = 0,45; g = 0,31; o = 0,24 (IG 6 241)

D = 41 mm h = 0,43; g = 0,31; o = 0,26 (IG 6 233—1)

D = 30 mm h = 0,47; g = 0,35; o = 0,25 (IG 6 233—2)

Caracterele morfologice ale acestora sînt apropiate de ale exemplarelor descrise de Zittel: ultimul tur acoperă aproape jumătate din înălţimea turului precedent; flancurile, puţin convexe, aproape plane, se racordează gradat cu partea ventrală rotunjită; marginea ombilicală este rotunjită, dar bine marcată, făcînd trecerea spre peretele ombilical abrupt.

La două din exemplarele studiate secţiunea turului este trapezoidală înaltă, cu grosimea maximă în apropierea marginii ombilicale. La cel de-al treilea exemplar însă, flancurile sînt mai puţin convergente spre partea ventrală decît la cele figurate de Zittel (1868, pl. 13, fig. 1 şi 7), astfel încît, în ultima porţiune a turului, secţiunea se apropie de o formă subpătratică, ca la *Neolissoceras grasianum* (d'Orb.).

La unul din exemplarele tipice (IG 6 233—2) se observă, ca variaţie individuală, o depresiune longitudinală puţin marcată, situată la începutul camerei de habitaţie pe partea internă a unuia din flancuri.

Haploceras staszycii (Zeuschner)

(pl. II, fig. 9a şi 9b)

Referinţe: *Haploceras staszycii* Zeusch., Zittel 1870, p. 50, pl. 27, fig. 2—6 (din tithonicul de la Rogoznik şi din Apeninii centrali); *Haploceras staszycii* (Zeusch.), Donze et Enay 1961, p. 43 (din tithonicul inferior de la Croix-de-Saint-Concors).

Referinţe complete în Donze Enay 1961, p. 43.

Material : 4 exemplare, dintre care unul păstrează începutul camerei de habitaţie. Pot fi măsurate numai două dintre acestea.

D = 83 mm h = 0,48 ; g = 0,38 ; o = 0,18 (IG 6 236)

D = 27 mm h = — ; g = 0,39 ; o = 0,20 (IG 6 242)

Exemplarul mare prezintă toate caracterele speciei : cochilie cu involuţie reprezentînd aproximativ 3/4 din înălţimea turului şi cu ombilic îngust ; flancuri uşor convexe, care trec gradat spre partea ventrală, rotunjită larg, şi spre peretele ombilical, mai abrupt ; secţiune ovală înaltă ; în stadiul tînăr, cochilie cu flancuri mai puţin convexe, subparalele.

Dimensiunile exemplarelor din valea Doftăniţa se situează între cele date de Z i t t e l, faţă de care ele se deosebesc prin înălţimea şi grosimea turului mai reduse, şi cele arătate de D o n z e şi E n a y, de care diferă prin lărgimea mai mică a ombilicului.

Genul **G l o c h i c e r a s** Hyatt 1900

Glochiceras carachtheis (Zeuschner)

(fig. 1a, 1b text)

Referinţe : *Ammonites carachtheis* Zeusch., Zittel 1868, p. 84, pl. 15, fig. 1—3 (din tithonicul de la Koniakau) ; *Haploceras carachtheis* Zeusch., Zittel 1870, p. 54 (tithonicul din Apeninii centrali) ; *Haploceras carachtheis* Zeusch., Yin Tsan hsun 1931, p. 26 (din tithonicul de la Murles) ; *Haploceras carachtheis* (Zeusch.), Donze et Enay 1961, p. 42 (din tithonicul inferior de la Croix-de-Saint-Concors) ; *Glochiceras carachtheis* (Zeusch.), K. W. Barthel 1962, p. 17—19, pl. 2, fig. 1—4, pl. 3, fig. 1—7, fig. 3 text (din stratele de Neuburg-Franconia ; din tithonicul de la Koniakau şi Stramberg).

Referinţe complete în doze et Enay 1961, p. 42—43.

Material : un singur exemplar, de conservaţie mediocră.

D = 37 mm h = 0,48 ; g = 0,33 ; o = ?0,19 (IG 6 235)

Cochilie cu ombilic îngust, cu flancuri subparalele separate de regiunea ventrală, slab convexă, printr-o muchie rotunjită, cu secţiunea turului aproape dreptunghiulară, avînd grosimea cea mai mare la marginea externă.

Apertura, conturată în jumătatea externă de un şanţ superficial care, aproape de mijlocul flancului, prezintă o inflexiune înainte, ce corespunde probabil cu baza apofizei jugale.

Pe partea ventrală subtabulată, în apropierea aperturii, cochilia este prevăzută cu pliuri transversale. Acestea se dispun în zona mediană a regiunii ventrale, pe aproximativ 1/3 din lăţimea sa.

Exemplarul din valea Doftăniţa se încadrează fără dubiu în descrierea speciei făcută de Z i t t e l (1868, p. 84—86), de care se deosebeşte numai prin dimensiunile mai mici ale ombilicului. Acelaşi caracter îl deosebeşte şi de formele descrise de D o n z e şi E n a y (1961, p. 43).

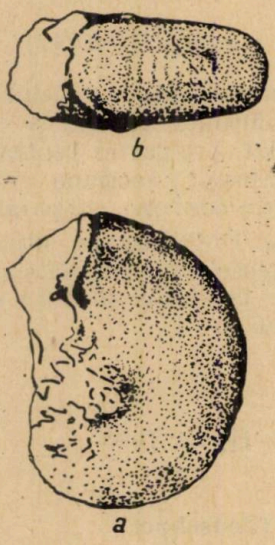


Fig. 1a şi 1b — *Glochiceras carachtheis* (Zeusch.); × 1. Col. E. A v r a m (IG 6 235) Valea Doftăniţa.

Genul **P e r i s p h i n c t e s** Waagen 1869

„Perisphinctes" sp. (aff. „P". pseudocolubrinus Kilian)

(pl. IV, fig. 21 şi 22)

Referinţe: *Perisphinctes colubrinus* Reinecke, Zittel 1870, p. 107, pl. X, fig. 4, 5 şi 6 (din tithonicul de la Rogoznik); *Perisphinctes pseudocolubrinus* Kilian, Yin Tsan hsun 1931, p. 28, pl. I, fig. 8 (din tithonicul inferior de la Murles).

Material: 2 exemplare incomplete, rău păstrate, dintre care numai unul este măsurabil.

D = 21,5 mm h = 0,27; g = —; o = 0,51 (IG 6 244—2)

Cochilie uşor deprimată, cu grosimea numai cu puţin mai mare decît înălţimea; flancuri convexe, ce se racordează gradat cu partea ventrală, largă şi rotunjită, şi cu peretele ombilical; ombilic larg. Ornamentaţia formată din coaste drepte tăioase (circa 39 pe ultimul tur), care pornesc chiar de la peretele ombilical şi se bifurcă între jumătatea şi treimea externă a turului de spiră. Coastele secundare sînt tăioase şi trec continuu pe partea ventrală a cochiliei.

Gradul mediocru de păstrare a exemplarelor din valea Doftăniţa împiedică determinarea specifică sigură. Totuşi, caracterele descrise apropie

aceste exemplare de cele figurate și descrise de Z i t t e l (1870, p. 107, pl. 10, fig. 4, 5 și 6), provenite din calcarele tithonice de la Rogoznik și care au fost atribuite speciei „*Perisphinctes*" *pseudocolubrinus* Kilian.

Genul **S u b p l a n i t e s** Spath 1925

Subplanites aff. **concorsi** Donze et Enay

(fig. 2a și 2b text)

Referințe: *Subplanites concorsi* Donze et Enay 1961, p. 117, pl. 17, fig. 3 și fig. 31 h (text) (holotip — din tithonicul inferior de la Croix-de-Saint-Concors).

Material: un mulaj intern, reprezentînd aproximativ 1/4 din ultimul tur al unui exemplar mare.

D = — H = 22 mm; G = 23 mm; O = — (IG 6 243)

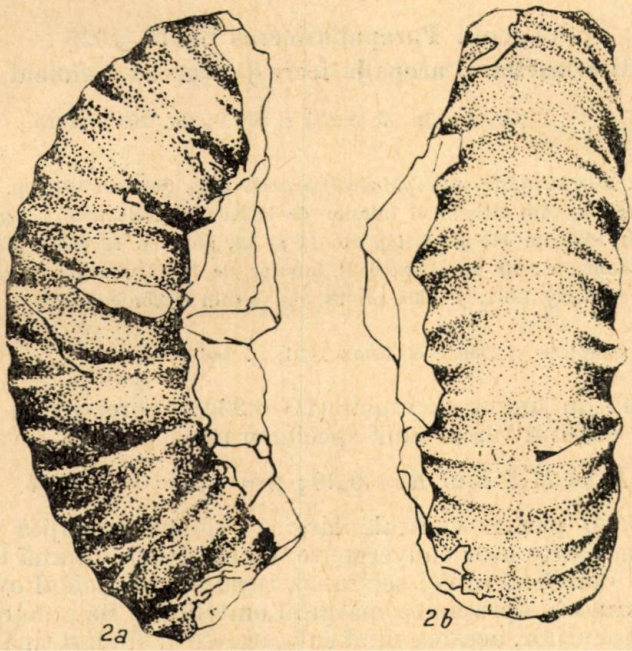


Fig. 2a și 2 b. — *Subplanites* aff. *concorsi* Donze et Enay; × 1. Col. V. M a t e i (IG 6 243). Valea Doftănița.

Cochilie foarte evolută, cu flancuri paralele, convexe, care trec gradat spre partea ventrală, largă, rotunjită. Marginea ombilicală de asemenea rotunjită, mai scurtă; peretele ombilical abrupt. Secțiunea turului ovală, cu lățimea puțin mai mare decît înălțimea (raportul G/H — 1,10).

Ornamentaţia constă din coaste uşor proverse (8 pe circa 1/4 de tur), care pornesc din marginea ombilicală şi se bifurcă la jumătatea turului. Coastele secundare, de grosime egală, sînt şi ele îndreptate spre înainte. Numai una din cele 8 coaste principale se trifurcă. În acest caz, coastele secundare au dispoziţie subvirgatotomă, caracter care face şi mai pronunţată decît la holotip apropierea de *Katroliceras* şi *Dorsoplanites*; exemplarul din valea Doftăniţa se deosebeşte de reprezentanţii acestor din urmă genuri citate prin involuţia mai mică şi secţiunea foarte puţin deprimată (v. Donze et Enay 1961, p. 118—119). În regiunea ventrală coastele sînt întrerupte de un şanţ sifonal, vizibil pe toată lungimea eşantionului.

Incertitudinea în atribuirea acestui exemplar din valea Doftăniţa la specia *S.concorsi*, cu care are afinităţi certe, se datoreşte atît unor diferenţe în ornamentaţie, poate legate de talia mai mare, cît şi faptului că nu am avut la dispoziţie pentru comparaţie decît un fragment de tur aparţinînd unui stadiu tardiv de creştere.

Genul **Berriasella** Uhlig 1905

Subgenul **Parapallasiceras** Spath 1925
Berriasella (Parapallasiceras) praecox Schneid

(fig. 3a, 3b, 3c (text) şi pl. V, fig. 23a şi 23b)

Referinţe: *Berriasella* (*Aulacosphintes*?) *praecox* n.sp. Schneid 1915, p. 74, pl. 3, fig. 5 a—c (holotipul speciei, din tithonicul inferior de la Neuburg, Bavaria); *Berriasella praecox* Schneid, Mazenot 1939, p. 41, pl. 1, fig. 10, 11 şi 12, non fig. 13 (11 şi 12 din tithonicul superior de la Chomérac; 10 din tithonicul inferior de la Neuburg); *Berriasella praecox* Schneid, Donze et Enay 1961, p. 186, pl. 18, fig. 4 (din tithonicul inferior de la Croix-de-Saint-Concors).

Referinţe complete în Donze et Enay 1961, p. 186—187.

Material: un singur exemplar (IG 6 232), reprezentînd aproximativ jumătate din ultimul tur al unui specimen mare.

$$D = 77{,}5 \text{ mm } h = 0{,}30;\ g = 0{,}28;\ o = 0{,}47$$

Cochilie cu partea ventrală larg şi regulat rotunjită şi flancurile aproape plane, foarte uşor convergente, cu marginea internă bine marcată şi cu peretele ombilical oblic; secţiunea turului trapezoidal ovală prezintă grosimea maximă în apropierea marginii ombilicale. Se remarcă o variaţie a înclinării flancurilor, acestea fiind subparalele în stadiul tînăr şi progresiv mai convergente spre apertură.

Ornamentaţia constă din coaste tăioase, rigide, riguros dihotome, cu punctul de bifurcare situat între jumătatea şi treimea externă a flancurilor. Ele se şterg în regiunea sifonală în stadiul tînăr şi sînt continue pe partea ventrală în ultima parte a camerei de habitaţie.

Exemplarul studiat, provenit de la Piciorul lui Ţîrcă, se deosebeşte de holotipul speciei *B.praecox* prin lipsa coastelor simple intercalate pe

ultimul tur, prin lărgimea mai mică a ombilicului și, în măsura în care gradul de conservare a eșantionului permite aprecierea, prin grosimea ceva mai mare a turului. El se apropie însă pînă la identitate de unul dintre

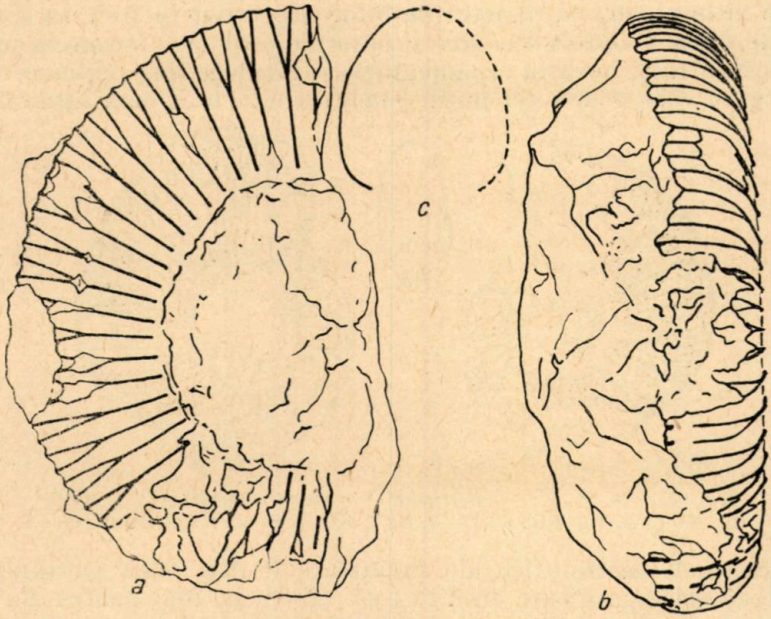


Fig. 3a, 3b și 3c. — *Berriasella praecox* Schneid ; × 1,05. Col. G. Murgeanu (IG 6 232). Piciorul lui Țîrcă.

exemplarele din tithonicul de la Chomérac raportate acestei specii și figurate de Mazenot (1939, pl. I, fig. 11) și care au fost discutate critic de Donze și Enay (1961, p. 187).

„Berriasella" richteri (Oppel)

(fig. 4a, 4b și 5 (text) și pl. III, fig. 12a, 12b, 12c, 13 și 14)

Referințe : *Ammonites Richteri* Oppel, Zittel 1868, p. 108, pl. 20, fig. 9, 11 și 12, non fig. 10 (din tithonicul superior de la Willamowitz. Fig. 9 = lectotip stabilit de Mazenot în 1939) ; *Perisphinctes Richteri* Oppel, Zittel 1870, p. 109, pl. IX, fig. 5, non fig. 4 (din tithonicul de la Rogoznik) ; *Perisphinctes Richteri* Oppel, Yin Tsan hsun 1931, p. 28 (din tithonicul de la Murles) ; *Berriasella Richteri* (Oppel in Zittel) Mazenot 1939, p. 129, pl. XXI, fig. 4 (tip refigurat), non fig. 2, 3 și 5.

Material : 4 exemplare, dintre care trei aproape întregi.

D = 40 mm h = 0,40 ; g = 0,22 ; o = 0,32 (IG 6 237—1)

D = 45 mm h = 0,41 ; g = 0,22 ; o = 0,32 (IG 6 237—2)

D = 47 mm h = 0,41 ; g = — ; o = 0,34 (IG 6 237—3)

Exemplare de talie relativ redusă, cu flancuri subparalele, slab convexe; regiunea ventrală rotunjită scurt; bordul ombilical abrupt; secţiune comprimată, cu grosimea maximă în apropierea marginii ombilicale.

Ornamentaţia este formată din coaste flexuoase dihotome, în număr de 47 pe ultimul tur, cu punctul de bifurcare situat în treimea externă a turului de spiră. Coastele secundare, puternic proverse, formează şevroane pe partea ventrală. Această ornamentaţie se menţine şi în regiunea camerei de habitaţie, care ocupă cel puţin jumătate din lungimea ultimului tur.

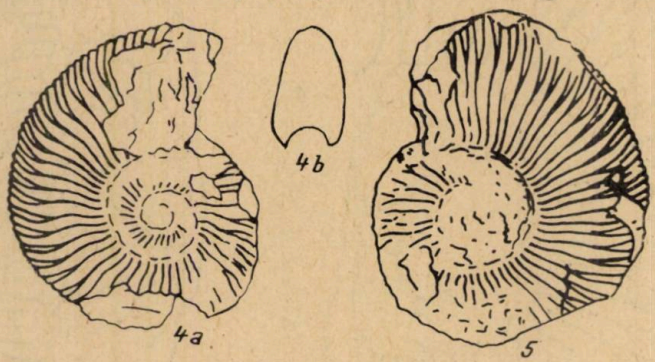


Fig. 4a, 4b şi 5. — „*Berriasella*" *richteri* (Oppel); × 1. Col. E. Avram (fig. 4 IG 6 237—1, fig. 5 IG 6 237—2). Valea Doftăniţa.

Caracterele morfologice ale exemplarelor din valea Doftăniţa sînt conforme cu cele specificate de Zittel (1868, p. 108) pentru *B.richteri*, precum şi cu cele pe care le prezintă tipul acestei specii reprodus de Mazenot (1939, pl. XXI, fig. 4a şi b).

În legătură cu poziţia generică sînt de făcut cîteva observaţii: între amonoideele tithonice se remarcă un grup individualizat prin anumite caractere ale ornamentaţiei, în special prin inflexiunea puternică spre înainte a coastelor secundare, care descriu şevroane bine marcate pe partea ventrală. Din acest grup Donze şi Enay (1961) au separat specii pe care le atribuie genului *Lemencia* (familia *Perisphinctidae*), lăsînd însă la familia *Berriasellidae* pe *B.richteri*.

Aceasta revine la a considera că, în ceea ce priveşte ornamentaţia, există numai o convergenţă între *B.richteri*, pe de o parte, şi *Lemencia pseudorichteri* şi *L.praerichteri*, pe de altă parte.

Un alt caracter particular este cel semnalat la *L.praerichteri* la care, pe camera de habitaţie, costaţia secundară se şterge, coastele principale continuînd să existe sub formă de ondulaţii ale testului, care se şterg către mijlocul flancurilor.

Un exemplar fragmentar, găsit împreună cu *B.richteri* în valea Doftăniţa (IG 6 237—4), arată caractere ornamentale similare, însă o secţiune diferită faţă de cea semnalată la *L.praerichteri*. Se pune întrebarea dacă această schimbare a ornamentaţiei pe camera de habitaţie nu este un caracter mai general, comun întregului grup caracterizat prin alura proversă a coastelor secundare, şi în acest caz este posibil ca grupul respectiv să constituie o secţiune aparte, diferită atît faţă de *Lemencia*, cît şi de *Berriasella* s.str., şi pentru care ar trebui stabilit un nou nume generic.

„Berriasella" aff. richteri (Oppel)

(pl. IV, fig. 19a, 19b şi 20)

Material: 3 exemplare fragmentare (IG 6 245).

Acestea prezintă tururi cu secţiune relativ înaltă, avînd partea ventrală regulat convexă, şi flancuri aproape plate, ce se racordează cu peretele ombilical abrupt printr-o margine rotunjită.

Coastele principale, uşor proverse, sînt drepte sau foarte slab curbate şi se bifurcă la începutul treimii externe a turului de spiră. Coastele secundare, puternic proiectate, descriu şevroane neîntrerupte pe partea ventrală.

Caracterele morfologice arătate sînt comune celor trei exemplare, care se disting de specimenele tipice de *B.richteri* prin coastele mai puţin flexuoase. Unul dintre ele (IG 6 245—1) prezintă şi un caracter de trecere la genul *Lemencia*, şi anume o coastă intercalară scurtă, între două coaste bifurcate normal.

„Berriasella" nov. sp. ind.

(pl. III, fig. 15a, 15b şi 16a, 16b; pl. IV, fig. 17 şi 18)

Material: 4 exemplare incomplete, dintre care numai cel mai mic oferă posibilitatea stabilirii raporturilor dintre dimensiuni.

D = 21 mm h = 0,34; g = 0,28; o = 0,42 (IG 6 246—2)

Cele patru exemplare fragmentare aparţin unor indivizi în stadii diferite de creştere, unite prin trăsături morfologice comune: cochilie comprimată cu involuţie de aproximativ 1/4 din înălţimea turului (la exemplarul de talie mică), cu flancuri plate, uşor concave, ce se racordează gradat cu partea ventrală şi cu peretele ombilical. Acesta din urmă este mai abrupt în stadiul tînăr şi mai puţin înclinat în stadiul adult. Secţiunea turului oval înaltă, cu grosimea maximă în apropierea marginii ombilicale.

Ornamentaţia tipică, formată din coaste drepte, puternice, tăioase, uşor proverse, ce pornesc din regiunea peretelui ombilical şi se bifurcă la începutul treimii externe a turului. Coastele secundare, mult îndreptate spre înainte, sînt de asemenea tăioase şi formează şevroane în regiunea ventrală. Unghiul dintre coastele secundare şi coastele principale este constant: aproximativ 150°. Pe exemplarul tînăr, coastele se şterg în regiunea sifonală, desenîndu-se astfel un şanţ sifonal puţin marcat. Coastele principale sînt în număr de 17 pe 1/2 din ultimul tur al exemplarului mic.

Modul de dispunere a ornamentaţiei apropie exemplarele descrise de specia *B.richteri* (Oppel). Ele diferă însă de aceasta prin costaţia mai puternică şi mai puţin deasă, prin coastele principale rectilinii, cele secundare mai puţin proverse, prin grosimea mai mare a turului în raport cu înălţimea (raportul G/H = 0,66, faţă de aproximativ 0,55 la *B. richteri*, pentru un diametru apropiat de 50 mm), prin prezenţa şanţului sifonal în stadiul tînăr.

Punctaptychus punctatus (Voltz) f. **typica** Trauth

(pl. V, fig. 24 şi 25)

Referinţe: *Aptychus punctatus* Voltz, Zittel 1868, p. 52, pl. 1, fig. 15 b, non fig. 15 a (din tithonicul de la Stramberg); *Aptychus punctatus* Voltz, Gemmellaro 1868, part. I, pl. III, fig. 15 şi 16 (din tithonicul din nordul Siciliei); *Punctaptychus punctatus* Voltz, Trauth 1935, p. 315, pl. XII, fig. 1—6 (citat din numeroase localităţi, din tithonicul şi berriasianul domeniului alpin).

Referenţe complete în Trauth 1935, p. 315—316.

Material: 3 exemplare, în stadii diferite de creştere.

Dimensiuni:	L	l	l : L	∠apical	
	53,5 mm	29 mm	0,54	100°	(IG 6 238—1)
	47 mm	27 mm	0,57	100°	(IG 6 238—2)
	21 mm	12 mm	0,27	97°	(IG 6 238—3)

După caracterele morfologice şi dimensiuni, exemplarele examinate se încadrează în descrierea speciei *P. punctatus* Voltz forma *typica*.

În plus, faţă de specimenele figurate de T r a u t h, la exemplarele de talie mai mare din valea Doftăniţa se remarcă prezenţa, pe faţa simfizală, în apropiere de muchia simfizală, a unor coaste oblice, situate în prelungirea coastelor de pe suprafaţa externă. De asemenea, se observă o variaţie în dezvoltarea porţiunii punctate a valvelor, în legătură cu creşterea: această porţiune ocupă cea mai mare parte din suprafaţa valvelor la exemplarele de talie mare, la care numai în apropierea marginii externe apar individualizate coaste longitudinale, separate prin şanţuri intercostale relativ largi; la exemplarul mic, suprafaţa punctată a cochiliei este mai restrînsă, limitată la partea apicală.

Genul **C h l a m y s** Bolten 1798

Chlamys (?) polycyclus Blaschke

(pl. V, fig. 26)

Referinţe: *Pecten polycyclus* n.sp. Blaschke 1911, p. 174, pl. VI, fig. 4,5.

Din valea Doftăniţa am recoltat un singur exemplar, de talie medie, constînd dintr-o valvă stîngă, în parte păstrată numai ca mulaj (IG 6 247).

Cochilia, subovală, slab convexă, cu contur regulat rotunjit în părţile anterioară, ventrală şi posterioară şi cu urechiuşe inegale (cea anterioară mai dezvoltată), are următoarele dimensiuni: diametrul anteroposterior: 28 mm; diametrul umboventral: 31 mm; unghiul umbonal: 110°. Umbonele este puţin proeminent, dar net delimitat de urechiuşe.

Suprafaţa externă poartă coaste concentrice egale, fine, printre care, spre marginea ventrală, se disting unele coaste intercalare, de aceeaşi formă şi mărime. Acestea din urmă, mai scurte, se termină brusc la o oarecare distanţă de marginile laterale ale valvei.

Regiunea posterioară poartă o carenă puţin proeminentă, de aspectul unei coaste radiare, cu cădere mai abruptă spre marginea posterioară.

Suprafața cuprinsă între această carenă și marginea posterioară este ușor deprimată.

Sub lupa binoculară, în spațiile intercostale se observă pe alocuri striuri perpendiculare pe coastele concentrice, care formează în ansamblu o ornamentație radiară foarte fină.

Pe regiunea umbonală, costația este ștearsă în mare parte, păstrîndu-se numai riduri concentrice slab marcate.

Ornamentația urechiușelor este de același tip, cu coaste concentrice fine, intersectate de striuri radiare abia vizibile în spațiile intercostale.

Caracterele morfologice apropie exemplarul studiat de cel descris de B l a s c h k e de la Stramberg, sub numele de *Pecten polycyclus*, de care se distinge numai prin unghiul umbonal ceva mai mare.

Genul **N u c l e a t a** Quenstedt 1868

Nucleata bouei (Zeuschner)

(pl. V, fig. 27)

Referințe: *Terebratula Bouéi* Zeusch., Zittel 1870, p. 131, pl. XIII, fig. 17, 21 și 23 (non fig. 15, 16, 18—20, 22 și 24) (din tithonicul din Carpații nordici).

Sinonimie mai completă în Yin Tsan hsun 1931, p. 142 (sub *Glossothyris*).

Material examinat: 1 exemplar complet.

Dimensiuni:	Lungime	lărgime	grosime	lărgimea sinusului
	21 mm	24 mm	15,5 mm	12,5 mm

Cochilie globulară, mai mult largă decît lungă, cu sinus frontal adînc și ascuțit în formă de V; linia cardinală, aproape dreaptă, se racordează gradat cu comisurile laterale rotunjite.

În cadrul speciei *N.bouei* a fost admis, la diferiți autori, un domeniu larg de variație. Formele citate de I. S i m i o n e s c u (1899) din callovianul de la valea Lupului (Rucăr) se încadrează în variabilitatea speciei arătată de Z i t t e l (1870), însă diferă de exemplarele tipice — după chiar afirmația autorului — prin forma rotunjită a sinusului; după acest criteriu, dintre specimenele figurate de Z i t t e l, numai cele din fig. 17, 21 și 23 aparțin indiscutabil speciei *N.bouei*, iar cele figurate de Y i n T s a n h s u n ca *Glossothyris Bouéi* sînt mult diferite de formele tipice, prin cochilia mai puțin groasă și sinusul frontal rotunjit și mai puțin profund.

În conformitate cu aceste date este necesar să se facă o deosebire între exemplarele globuloase, cu sinusul frontal adînc și în formă de V, care aparțin sigur speciei *N.bouei*, și cele mai plate, cu sinusul rotunjit. Acestea din urmă, în special cele care provin din nivelele inferioare tithonicului, reprezintă specii diferite.

NOTE SUR UNE FAUNE DU TITHONIQUE INFÉRIEUR (ZONE *CONTIGUUS*) DES CARPATES ORIENTALES (VALLÉE DE LA DOFTANA)

RÉSUMÉ

L'association faunistique décrite provient de deux olistholithes calcaires incorporées aux conglomérats des couches de Sinaia supérieures (Vallée de la Doftăniţa et «Piciorul lui Ţîrcă», située aux sources de la Doftana).

Cette association, formée principalement d'Ammonites, est remarquable par la présence de *Berriasella richteri*, connue de nombreux gisements fossilifères du Tithonique inférieur, et de *Subplanites aff. concorsi*. Cette dernière u'a été d'ailleurs signalée jusqu'à présent qu'au gisement de la Croix-de-Saint-Concors (Midi de la France).

BIBLIOGRAFIE

Blaschke F. (1911), *Zur Tithonfauna von Stramberg in Mahren*, Ann. k.k. naturhist. Hofmus, Viena, *25*.

Donze et Enay R. (1961), *Les céphalopodes du Tithonique inférieur de la Croix-de-Saint-Concors près Chambéry (Savoie)*, Trav. Lab. Géol., Fac. Sci., Lyon, N. S., *7*.

Gemmellaro G. G. (1868), *Studi paleontologici sulla fauna del calcare a Terebratula janitor del nord di Sicilia*, Giorn. Sc. Nat. Econom., Palermo.

Gemmellaro G. G. (1872—1882), *Sopra alcune faune giuresi e liasiche di Sicilia*, Stud. Paleontol., Palermo.

Jekelius E. (1916), *Die mesozoischen Faunen der Berge von Braşov*, Mitt. Jahrb. k. ung. geol., R.A., Budapesta, **XXIV**/*3*.

Mazenot G. (1939), *Les Palaehoplitidés tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France*, Mém. Soc. Géol. France, **XVIII**, mem. *41*.

Murgeanu G., Patrulius D. (1959), *Flişul cretacic din regiunea Pasului Predeluş (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., **IV**, *1*.

Orbigny A. d' (1840—1841), *Paléontologie française, terrains crétacés t.I. Céphalopodes*, Edit. Masson et Comp., Paris.

Patrulius D. (1952), *Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi (versantul de est)*, D.S., Inst. geol. Rom., **XXXVI**.

Patrulius D. (1964), *Faunele mezozoice din masivul Bucegi*, Ocrot. nat., **8**, *1*.

Schneid Th. (1915), *Die Ammonitenfauna der oberlithonischen Kalk von Neuburg*, a. D. Geol. Paläont. Abh., Jena, N.F., **13**, *5*.

Simionescu I. (1899), *Studii geologice şi paleontologice din Carpaţii sudici. III. Fauna callovianâ din v. Lupului (Rucăr)*, Acad. Rom. Publ. fond. „V. Adamachi", **III**, Bucureşti.

Trauth Fr. (1935), *Die Punctaptychi des Oberjura und der Unter-Kreide*, Jahrb. geol. BA, **LXXXV**, Viena.

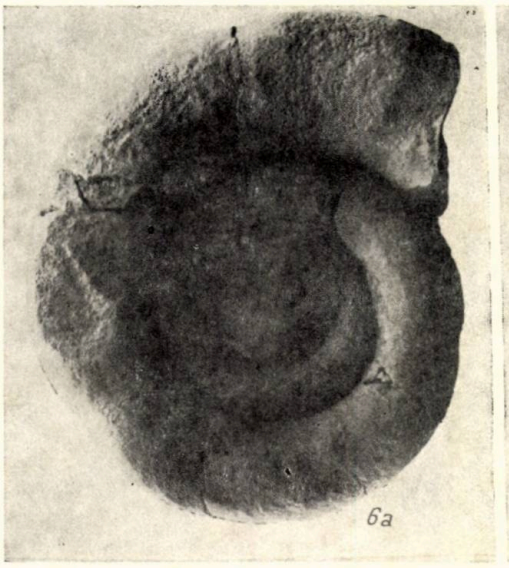
Yin Tsan hsun (1931), *Étude de la faune du Tithonique coralligène du Gard et de l'Hérault*, Trav. Lab. Géol., Lyon, **XVII**, *14*.

Zittel K. (1868), *Die Cephalopoden der Stramberger schichten*, Pal. Mitt. Mus. k.Bayer. Staates, **II**, 1.

Zittel K. (1870), *Die Fauna der aeltern Cephalopodenfuehrenden Tithonbildungen*, Paleontographica, Cassel, supl. vol. **1**.

Primit la redacţie
la 4 iunie 1969

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei şi Institutului de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România



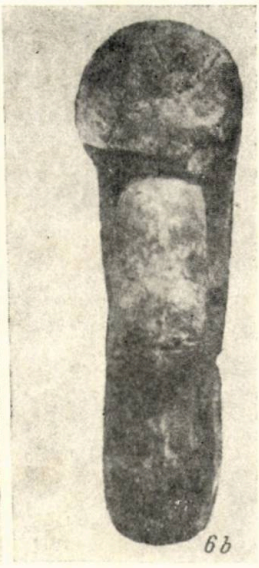


Fig. 6a şi 6b. — *Protetragonites quadrisulcatum* (d'Orb.); × 0,88. Col. E. Avram (IG 6 234). Valea Doftăniţa.

Fig. 7. — *Protetragonites quadrisulcatum* (d'Orb.); × 0,80. Col. V. Matei (IG 6 239). Valea Doftăniţa.

Fig. 8. — *Ptychophylloceras* aff. *ptychoicum* (Quenst.); × 0,80. Col. V. Matei (IG 6 240—1). Valea Doftăniţa.

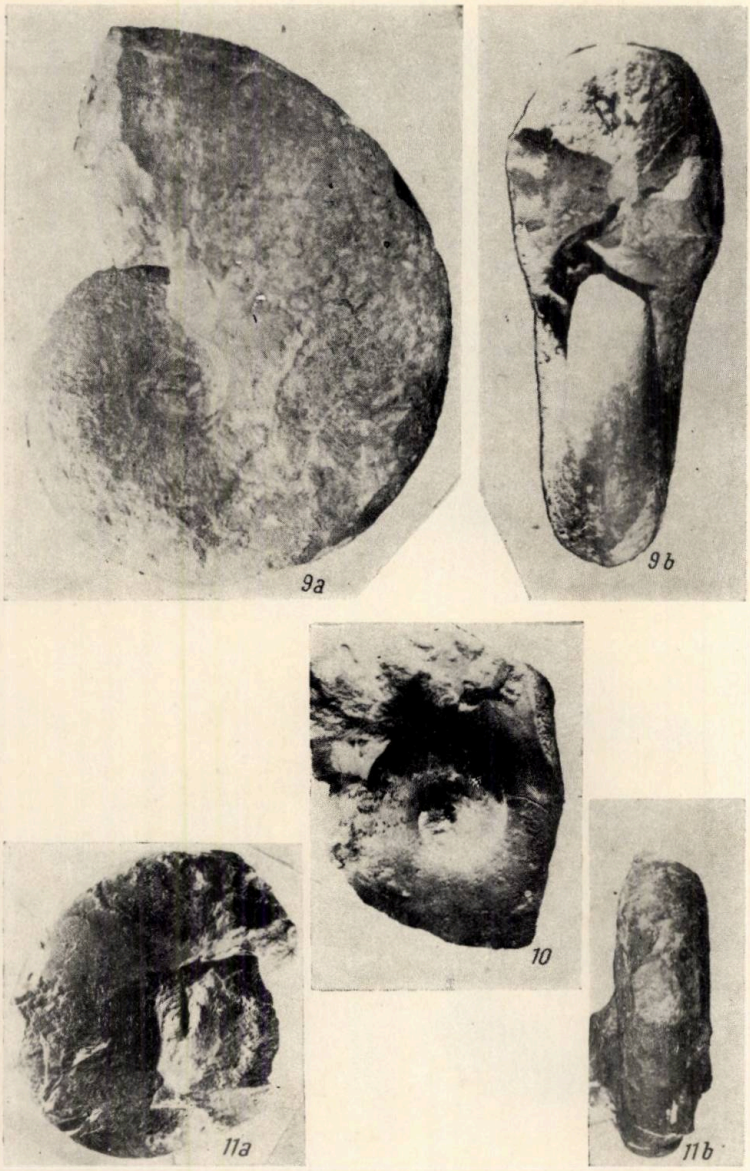
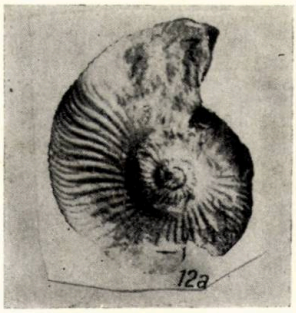
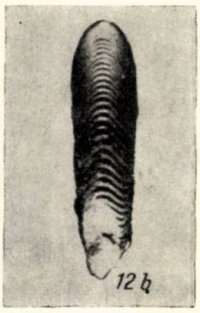
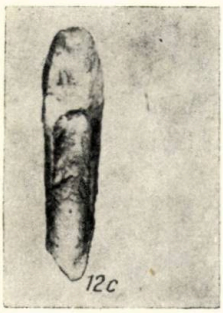


Fig. 9a și 9b. — *Haploceras staszycii* (Zeusch.); × 0,80. Col. E. Avram (IG 6 236). Valea Doftănița.
Fig. 10. — *Haploceras elimatum* (Oppel); × 0,80. Col. D. Patrulius (IG 6 233—2). Piciorul lui Țîrcă.
Fig. 11 a și 11 b. — *Haploceras elimatum* (Oppel); × 0,88. Col. V. Matei (IG 6 241). Valea Doftănița.







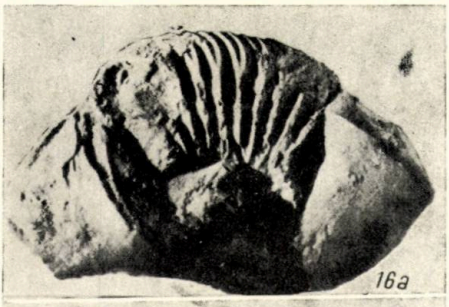


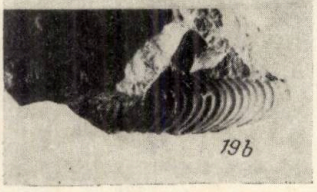
Fig. 12 a, 12 b și 12 c. — ,,*Berriasella*'' *richteri* (Oppel); × 0,80. Col. E. Avram (IG 6 237—1). Valea Doftăniţa.

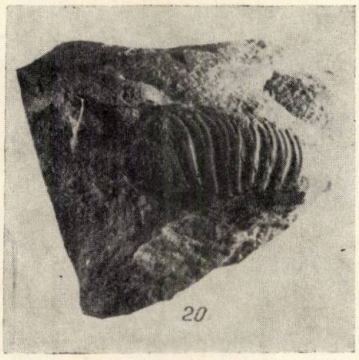
Fig. 13. — ,,*Berriasella*'' *richteri* (Oppel); × 0,80. Col. E. Avram (IG 6 237—2). Valea Doftăniţa.

Fig. 14. — ,,*Berriasella*'' *richteri* (Oppel.); × 0,80. Col. E. Avram (IG 6 237—4). Valea Doftăniţa.

Fig. 15a și 15b. — ,,*Berriasella*'' n.sp. ind.; 0,80. Col. V. Matei (IG 6 246—1). Valea Doftăniţa.

Fig. 16 a și 16b. — ,,*Berriasella*'' n.sp. ind.; × 1,28. Col. V. Matei (IG 6 246—2). Valea Dofnităţa.





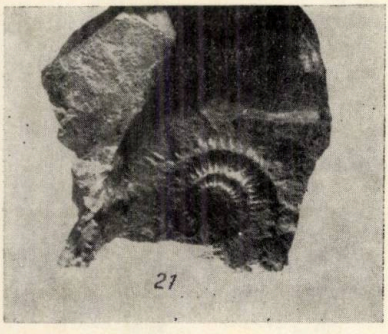


Fig. 17. — ,,*Berriasella*'' n.sp. ind. ; × 0,80. Col. V. M a t e i (IG 6 246—3). Valea Doftăniţa.

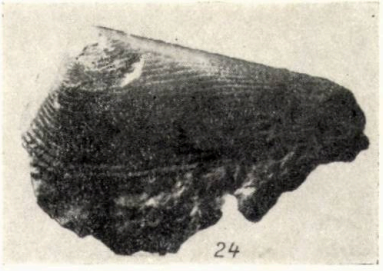
Fig. 18. — ,,*Berriasella*'' n.sp. ind., × 0,80. Col. V. M a t e i (IG 6 246—4). Valea Doftăniţa.

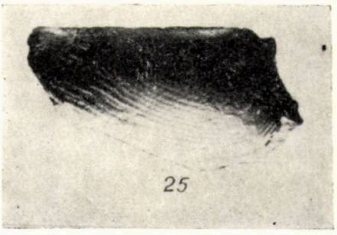
Fig. 19 a şi 19 b. — ,,*Berriasella*'' aff. *richteri* (Oppel) ; × 0,80. Col. V. M a t e i (IG 6 245—1). Valea Doftăniţa.

Fig. 20. — ,,*Berriasella*'' aff. *richteri* (Oppel) ; × 0,80. Col. V. M a t e i (IG 6 245—2). Valea Doftăniţa.

Fig. 21. — ,,*Perisphinctes*'' aff. *pseudocolubrinus* Kilian ; × 0,80. Col. V. M a t e i (IG 6 244—1). Valea Doftăniţa.

Fig. 22. — ,,*Perisphinctes*'' aff. *pseudocolubrinus* Kilian ; × 0,80. Col. V. M a t e i (IG 6 244—2). Valea Doftăniţa.





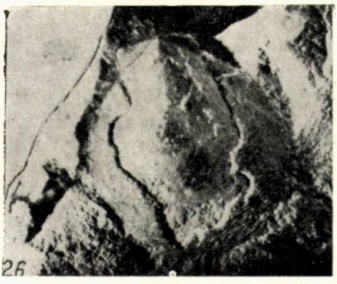


Fig. 23a și 23b. — *Berriasella* (*Parapallasiceras*) *praecox* Schneid ; × 0,80. Col. G. Murgeanu (IG 6 232). Piciorul lui Țîrcă.

Fig. 24. — *Punctaptychus punctatus* (Voltz) f. *typica* Trauth ; × 0,80. Col. E. Avram (IG 6 238—1). Piciorul lui Țîrcă.

Fig. 25. — *Punctaptychus punctatus* (Voltz) f. *typica* Trauth ; × 0,88. Col. E. Avram (IG 6 238—2). Piciorul lui Țîrcă.

Fig. 26. — *Chlamys* (?) *polycyclus* Blaschke ; × 0,96. Col. V. Matei (IG 6 247) Valea Doftănița.

Fig. 27. — *Nucleata bouei* Zeusch. ; × 0,80. Col. E. Avram. Piciorul lui Țîrcă.

ASUPRA PREZENȚEI APȚIANULUI ÎN VALEA CARELOR – ÎNTORSURA BUZĂULUI [1]

DE

TH. NEAGU

Formațiunile geologice întîlnite în zona Întorsura Buzăului — Valea Mare aparțin cretacicului în facies de fliș. Din punct de vedere litofacial și tectonic, aceste depozite aparțin la două unități, și anume : pînzei interne inferioare și pînzei interne superioare (după prof. M. G. Filipescu, 1955) sau unitatea est-internă și unitatea vest-internă (după prof. I. Băncilă, 1958). Depozitele pînzei interne inferioare (est-interne) în această regiune încep cu cenomanianul și se încheie cu maestrichtianul, iar cele ale pînzei interne superioare (vest-interne) aparțin doar apțian-albianului. Dacă vîrsta depozitelor pînzei interne inferioare a fost demonstrată atît pe baze macro-, cît și micropaleontologice, cea a depozitelor pînzei interne superioare era doar presupusă, pe criterii litologice și de superpoziție (pentru această regiune).

Cercetările din vara anului 1959 au permis autorului să pună în evidență două puncte fosilifere localizate în zona comunei Întorsura Buzăului, satul Brădet.

DATE STRATIGRAFICE

În partea de sud-vest a localității Întorsura Buzăului se află satul Brădet. În perimetrul acestui sat, la sud-vest de o linie ce ar uni confluența Văii Carelor cu valea Acriș și șaua Predeal, se întîlnesc depozite care în bază au un pachet de marne moi, cenușii, șistoase, de la care se trece apoi la gresii în bancuri subțiri, gresii masive și, în final, la conglomerate destul de grosiere, de tip „conglomerate de Ciucaș". Aceste depozite apar bine deschise în profilul Văii Carelor și în profilul pîrîului Mînecelul, doi mici afluenți ai văii Acriș, ce se varsă în Buzău. Pe ambele profile seria începe în bază prin marne moi, cenușii, nisipoase, fin micacee, cu inter-

[1] Această lucrare a fost comunicată în cadrul sesiunii științifice a Facultății de geologie-geografie din 1960.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 149–163, București, 1970

calații de marne cenușii-negricioase moi, grosier-nisipoase, cu aspect clar de microbrecie sedimentară, urmate apoi de marne cenușii fin șistoase, cu intercalații subțiri de marno-calcare dure, cu aspect sideritic. Treptat se trece la o serie în care apar tot mai des intercalații grezoase, dure, cu numeroase resturi de plante pe fețele de stratificație, pentru ca profilul să se încheie cu o serie puternic grezoasă-conglomeratică ce formează culmea Țîfla.

În seria marnoasă din bază am întîlnit o bogată faună de amoniți, reprezentată prin: *Deshayesites consobrinoides* (Sinzow), *Aconeceras trautscholdi* (Sinzow), *Ptychoceras* cf. *puzosianum* (d'Orbigny), *Ancyloceras* sp. Această asociație faunistică aparține, așa după cum reiese din datele de literatură (W. J. Arkell și colab., 1957; E. Basse, 1952; E. Daque, 1942; J. M. Sinzow, 1898), apțianului inferior (bedoulianului). După Spath, această faună se încadrează la „zona cu *Deshayesites consobrinoides*", care încheie seria depozitelor bedouliene.

Analizele micropaleontologice efectuate asupra probelor provenind din același pachet de sedimente au arătat un conținut destul de bogat în foraminifere, reprezentat prin: *Recurvoides* sp., *Tritaxia pyramidata* (Reuss), *Gaudryina subcretacea* Cushman, *Verneuilina* sp., *Choffatella decipiens* Schlumberger, *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina discoidea* Gras, *Orbitolina conoidea* Gras, *Lenticulina nodosa* (Reuss), *Lenticulina ouachensis* (Sigal), *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Lenticulina gaultina* (Berthelin), *Lenticulina praegaultina* Bartenstein, *Lenticulina roemeri* (Reuss), *Lenticulina collignoni* Sigal et Espitalité, *Saracenaria frankei* Ten Dam, *Citharinella reticulata* (Cornuel), *Trocholina infragranulata* Noth, *Trocholina aptiensis* Iovcheva, *Gavelinella barremiana* Bettenstaedt, *Epistomina ventriosa* Sigal et Espitalié, *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Vidalina carpathica* Neagu et Popescu, ostracode, resturi de echinoderme. Întreagă această asociație confirmă pe deplin vîrsta dată de macrofauna amintită, deoarece dezvoltarea unei populații bogate cu orbitoline, alături de cea cu *Choffatella decipiens*, constituie un bun indicator al apțianului inferior.

În concluzie, importanța prezentei note constă în aceea că vine să completeze și, în același timp, să argumenteze pe baze paleontologice sigure prezența depozitelor apțianului inferior în zona Întorsura Buzăului, zonă în care pînă la acea dată nu exista nici un fel de asemenea date. De asemenea, este pentru prima dată cînd depozitele apțianului inferior, determinate pe baze macrofaunistice, sînt confirmate și prin date de ordin micropaleontologic, pe baza unei asociații de foraminifere elocventă din acest punct de vedere.

PARTEA PALEONTOLOGICĂ

Clasa **CEPHALOPODA** Cuvier 1797

Subclasa **AMMONOIDEA** Zittel 1884

Ord. **AMMONITIDA** Zittel 1884

Subord. **AMMONITINA** Hyatt 1867

Superfam. ***HAPLOCERATACEA*** Zittel 1884

Fam. **OPPELIIDAE** Bonarelli 1894

Subfam. **ACONECERATINAE** Spath 1923

Genul **Aconeceras** Hyatt 1903

Aconeceras trautscholdi (Sinzow) 1870

(pl. 1, fig. 2—4)

Oppeliia trautscholdi Sinzow 1898, p. 2, pl. A, fig. 1—7.

Exemplarele întîlnite pe Valea Carelor corespund foarte bine descrierii și figurilor date de Sinzow (1898), deși specimenele noastre nu apar decît sub forma de impresiuni incomplete.

Diametru : 17—18 mm.

Localizare : apțian inferior, Valea Carelor, L.P.B. 3 270.

Superfam. ***HOPLITACEAE*** H. Douville 1890

Fam. **DESHAYESITIDAE** Stoyanow 1949

Genul Deshayesites Kazansky 1914

Deshayesites consobrinoides (Sinzow) 1898

(pl. 1, fig. 1)

Hoplites consobrinoides Sinzow 1898, p. 9, pl. A, fig. 8—11.

Exemplarele noastre corespund caracterelor și figurilor date de Sinzow.

Diametru : 7—25 mm.

Localizare : apțianul inferior, Valea Carelor, pîrîul Mînecelului, L.P.B. 3 271.

Subord. **LYTOCERATINA** Hyatt 1889

Superfam. ***ANCYLOCERATACEAE*** Meek 1876

Fam. **ANCYLOCERATYDAE** Meek 1876

Genul **Hamiticeras** Anderson 1938

Hamiticeras sp.

(pl. 1, fig. 6)

Exemplarul întîlnit pe pîrîul Mînecelului, deşi incomplet, corespunde părţii arcuate a cochiliei. Coastele, simple, continue, uşor carinate, drepte pînă la oblice, slab faciforme către partea ventrală şi fără coaste intercalare, corespund destul de clar cu cele ale genului *Hamiticeras*. Caracterul fragmentar al cochiliei însă ne reţine în a atribui cu certitudine apartenenţa specifică a sa.

Lungimea fragmentului : 65 mm.

Localizare : apţian inferior, pîrîul Minecelului — Întorsura Buzăului.

Superfam. ***TURRILITACEAE*** Meek 1876

Fam. **PTYCHOCERATIDAE** Meek 1876

Ptychoceras sp. cf. **P. puzosianum** (d'Orbigny)

(pl. 1, fig. 5)

Exemplarul recoltat de pe Valea Carelor este destul de fragmentar, încît devine greu de precizat cu siguranţă apartenenţa sa specifică. Cele două braţe ale crosei, care se ating pe toată lungimea lor, precum şi suprafaţa cochiliei, foarte slab ornată sau chiar netedă complet, constituie un bun indiciu de apartenenţă a acestui material la genul *Ptychoceras*.

Lungimea fragmentului : 25 mm.

Localizare : apţianul inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului, L.P.B. 3 273.

Ord. **FORAMINIFERIDA** Eichwald 1830

Subord. **TEXTULARIINA** Delage et Herouard 1896

Superfam. ***LITUOLACEA*** de Blainville 1825

Fam. **ORBITOLINIDAE** Martin 1890

Genul **Orbitolina** d'Orbigny 1850

Orbitolina lenticularis (Blumenbach) 1850

(pl. 1, fig. 9—16)

Orbitolina lenticularis (Blumenbach), Silvestri 1932, p. 175, pl. 10, fig. 3; pl. 12, fig. 25—27; pl. 14, fig. 1, 2, 4 şi 5; pl. 15, fig. 3 şi 4; pl. 16, fig. 1.

Exemplarele întîlnite pe Valea Carelor corespund celor figurate și descrise de S i l v e s t r i sub această denumire. Din punct de vedere stratigrafic, această specie, după cum reiese din date de literatură, are o dezvoltare maximă în apțian, pe care nu-l depășește.

Dimensiuni: diametru 1,17—3,00 mm; înălțime 0,36—0,70 mm.

Localizare: apțian inferior, Valea Carelor, pîrîul Mînecelului — Întorsura Buzăului.

Orbitolina conoidea Gras 1852

(pl. 1, fig. 17—21)

Orbitolina conoidea Gras, Silvestri 1932, p. 182, pl. 10, fig. 4; pl. 11, fig. 6; pl. 15, fig. 5—6; pl. 16, fig. 3 și 4.

Specimenele cercetate corespund caracterelor acestei specii, care sînt foarte clar exprimate de S i l v e s t r i.

Dimensiuni: diametru 0,85—1,00 mm; înălțime 0,39—0,50 mm.

Localizare: apțian inferior, Valea Carelor, pîrîul Mînecelului — Întorsura Buzăului.

Orbitolina discoidea Gras 1852

(pl. 1, fig. 7—8)

Orbitolina discoidea Gras, Silvestri 1932, pl. 188, pl. 11, fig. 6; pl. 16, fig. 5—7.
Orbitolina cf. *discoidea* Gras, Henson 1947, p. 50, pl. 2, fig. 1—9.

Materialul cercetat se încadrează bine caracterelor acestei specii, care după H e n s o n (1948) își are maximul de dezvoltare în apțian.

Localizare: apțian inferior, Valea Carelor, pîrîul Mînecelului — Întorsura Buzăului.

Fam. **L I T U O L I D A E** de Blainville 1825

Subfam. **CYCLAMMININAE** Marie 1941

Genul **C h o f f a t e l l a** Schlumberger 1905

Choffatella decipiens Schlumberger

(text — fig. 1 (1—3))

Choffatella decipiens Schlumberger 1905, p. 763, pl. 18, fig. 1—6; Tobler 1928, p. 214, pl. 24, fig. 4—6; Henson 1948, p. 14, pl. 11, fig. 1d.

Dimensiuni : diametru 0,82—1,40 mm; grosime 0,10—0,30 mm.
Localizare : apţianul inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 065—9 066.

Fam. **ATAXOPHRAGMIIDAE** Schwager 1877

Subfam. **VERNEUILININAE** Cushman 1911

Genul **Gaudryina** d'Orbigny 1839

Gaudryina suberetacea Cushman

(text — fig. 1 (4—5))

Gaudryina subcretácea Cushman 1937, p. 35, pl. 4, fig. 12; Tappan 1943, p. 490, pl. 78 fig. 28 şi 29; Frizzell 1954, p. 71, pl. 5, fig. 22; Tappan 1962, p. 149, pl. 3, fig. 5 şi 6.

Dimensiuni : lungime 0,78 mm; grosime 0,26 mm.
Localizare : apţian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 067.

Genul **Tritaxia** Reuss 1860

Tritaxia pyramidata Reuss

(text — fig. 1 (6—7))

Tritaxia pyramidata Reuss 1862, p. 32, pl. 1, fig. 9; Berthelin 1880, p. 25, pl. 1. fig. 4; Franke 1928, p. 138, pl. 12, fig. 18; Cushman 1937, p. 22, pl. 2, fig. 21—24; pl. 3, fig. 1—8; Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli 1957, p. 29, pl. 2, fig. 37; Neagu 1965, p. 5, pl. 1, fig. 9 şi 10.

Dimensiuni : lungime 1,17 mm; lăţime 0,57 mm.
Localizare : apţian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 068.

Subord. **ROTALIINA** Delage et Herouard 1896

Superfam. ***NODOSARIACEA*** Ehrenberg 1838

Fam. **NODOSARIIDAE** Ehrenberg 1838

Subfam. **NODOSARIINAE** Ehrenberg 1838

Genul **Citharina** d'Orbigny 1839

Citharina reticulata (Cornuel)

(text-fig. 1 (24))

Planularia reticulata Cornuel 1848, p. 253, pl. 2, fig. 1—4.
Dimensiuni : lungime 1,09 mm ; lățime 0,17 mm ; grosime 0,07 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 071.

Genul **L e n t i c u l i n a** Lamarck 1804

Lenticulina macrodisca (Reuss)

(text-fig. 1 (19—20))

Cristellaria macrodisca Reuss 1862, p. 78, pl. 9, fig. 5 ; Egger 1899, p. 120, pl. 11, fig. 5 și 6.
Robulus macrodiscus (Reuss), Cushman et Jarvis 1932, p. 23, pl. 7, fig. 3 ; Pozaryska 1957, p. 132, pl. 15, fig. 7.
Lenticulina macrodisca (Reuss) Stancheva 1959, p. 136, pl. 1, fig. 4.
Dimensiuni : diametru 0,62 mm ; grosime 0,36 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 102.

Lenticulina muensteri (Roemer)

(text-fig. 1 (8—9))

Cristellaria muensteri Roemer 1862, p. 77, pl. 9, fig. 3 și 4.
Cristellaria (*Robulus*) *muensteri* Roemer, Franke 1928, p. 111, pl. 10, fig. 9.
Robulus muensteri (Roemer), Cushman 1946, p. 53, pl. 17, fig. 3—9 ; Hagn 1953, p. 32, pl. 3, fig. 13, Ebensberger 1962, p. 59, pl. 8, fig. 6.
Lenticulina muensteri (Roemer), Stancheva 1959, p. 134, pl. 3, fig. 5.

Dimensiuni : diametru 1,05—0,77 mm ; grosime 0,39—0,48 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 101.

Lenticulina nodosa (Reuss)

(text-fig. 1 (16—17))

Robulina nodosa Reuss 1862, p. 78, pl. 9, fig. 6.
Lenticulina nodosa (Reuss), Sztejn 1957, p. 28, pl. 4, fig. 24 ; Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli 1957, p. 24, pl. 3, fig. 49.
Lenticulina pilicensis Liszka 1949, p. 187, pl. 5, fig. 1—3.
Dimensiuni : diametru 0,60 mm ; grosime 0,26 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 177.

Lenticulina gaultina (Berthelin)

Cristellaria gaultina Berthelin 1880, p. 49, pl. 3, fig. 15—19.
Robulus gaultinus (Berthelin), Eichenberg 1935, p. 156, pl. 16, fig. 6.
Lenticulina gaultina (Berthelin), Tappan 1940, p. 101, pl. 15, fig. 11 ; 1943, p. 494, pl. 79, fig. 13—15 ; Ten Dam 1950, p. 20 ; Frizzell 1954, pl. 82, p. 8, fig. 15 ; Bartenstein 1954, p. 45 ; Sztejn 1957, p. 34, pl. 3, fig. 19, text-fig. 15—18 ; Neagu 1965, p. 10, pl. 3, fig. 1 și 2.
Dimensiuni : diametru 0,39—0,65 mm ; grosime 0,17—0,31 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 180.

Lenticulina praegaultina Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli

(text — fig. 1 (14—15))

Lenticulina (*Lenticulina*) *praegaultina* Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli 1957, p. 24, pl. 3, fig. 48 ; pl. 4, fig. 63—65.
Dimensiuni : diametrul mare 0,53—0,55 mm ; diametrul mic 0,46—0,48 mm ; grosime 26 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 179.

Lenticulina roemeri (Reuss)

(text — fig. 1 (12—13))

Cristellaria roemeri Reuss 1962, p. 75, pl. 8, fig. 9.
Lenticulina (*Lenticulina*) *roemeri* (Reuss), Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli 1957, p. 23, dl. 5, fig. 93.
Dimensiuni : diametru 0,50—0,82 mm ; grosime 0,21—0,29 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 181.

Lenticulina ouachensis (Sigal)

(text — fig. 1 (21—23))

Cristellaria ouachensis Sigal 1952, p. 16, text-fig. 10.
Lenticulina wisselmanni Bettenstaedt 1952, p. 269, pl. 1, fig. 6—8.
Lenticulina ouachensis ouachensis (Sigal), Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli 1957, p. 25, pl. 3, fig. 5 ; pl. 4, fig. 71, 76.
Dimensiuni : diametrul mare 0,53—0,91 mm ; diametrul mic 0,43—0,72 mm ; grosime 0,24—0,31 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 178.

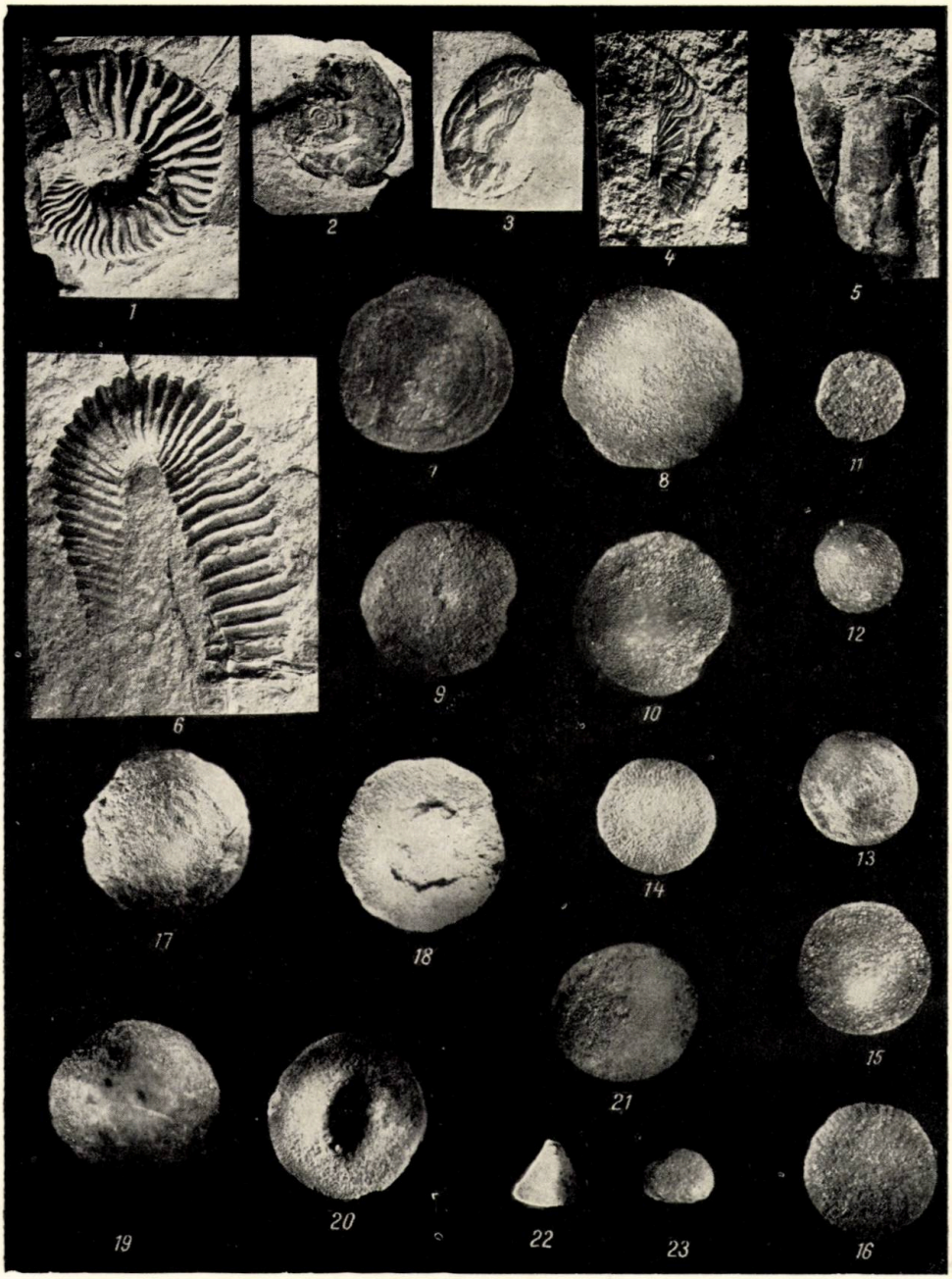


Fig. 1. — *Deshayesites consobrinoides* (Sinzow), bedoulian, Valea Carelor — Brădet, L.P.B. 3 271 ; × 1.

Fig. 2—4. — *Aconeceras trautscholdi* (Sinzow), bedoulian, Valea Carelor—Brădet, L.P.B. 3 270 ; × 1.

Fig. 5. — *Ptychoceras* sp. cf. *P. puzosianum* (d'Orbigny), bedoulian, Valea Carelor—Brădet, L.P.B. 3 273 ; × 1.

Fig. 6. — *Hamiticeras* sp., bedoulian, pîrîul Mînecelul—Brădet, ; × 1.

Fig. 7 și 8. — *Orbitolina discoidea* Gras, bedoulian, Valea Carelor — Brădet.

Fig. 9—16. — *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach), bedoulian, Valea Carelor — Brădet.

Fig. 17—21. — *Orbitolina conoidea* Gras, bedoulian, Valea Carelor — Brădet.

Fig. 22 și 23. — *Orbitolinopsis* sp., bedoulian, Valea Carelor — Brădet.

Lenticulina collignoni Espitalié et Sigal

(text-fig. 1 (10—11))

Lenticulina collignoni Espitalié et Sigal 1963, p. 32, pl. 8, fig. 8; pl. 9, fig. 1—14; pl. 36, fig. 3.
Dimensiuni : diametrul mare 0,50 mm; diametrul mic 0,36 mm; grosime 0,17 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 182.

Superfam. *CASSIDULINACEA* d'Orbigny 1839

Fam. **INVOLUTINIDAE** Butschli 1880

Genul **Trocholina** Paalzow 1922

Trocholina infragranulata Noth

(text — fig. 1 (25—26))

Trocholina infragranulata Noth 1951, p. 69, pl. 1, fig. 32; Sztejn 1957, p. 79, pl. 9, fig. 90; Iovcheva 1962, p. 55, pl. 2, fig. 19—21.
Dimensiuni : diametru 0,24—0,39 mm; înălțime 0,09—0,14 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 091.

Trocholina aptiensis Iovcheva

(text — fig. 1 (27—29))

Trocholina aptiensis Iovcheva 1962, p. 55, pl. 2, fig. 22—27.
Dimensiuni : diametru 0,53 mm; înălțime 0,26 mm.
Localizare : apțian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 092.

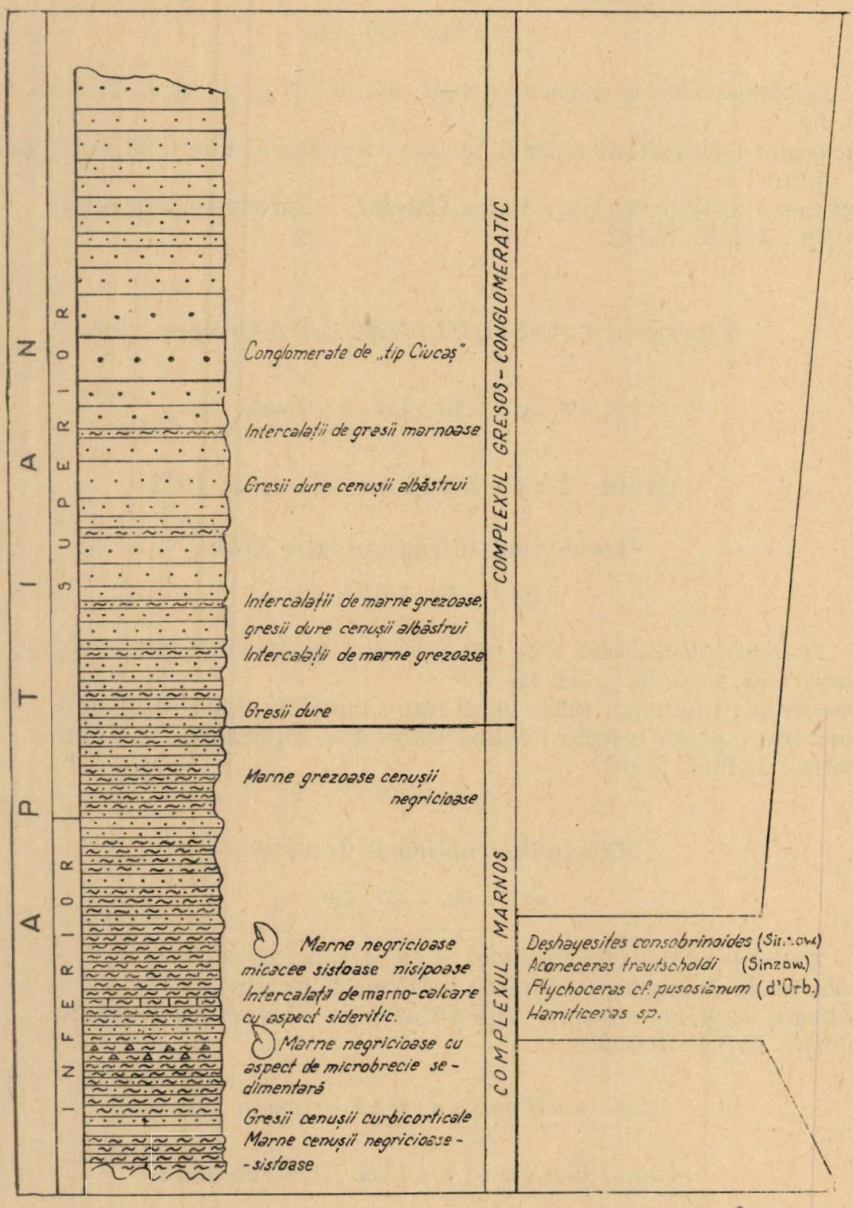
Fam. **ANOMALINIDAE** Cushman 1927

Genul **Gavelinella** Brotzen 1942

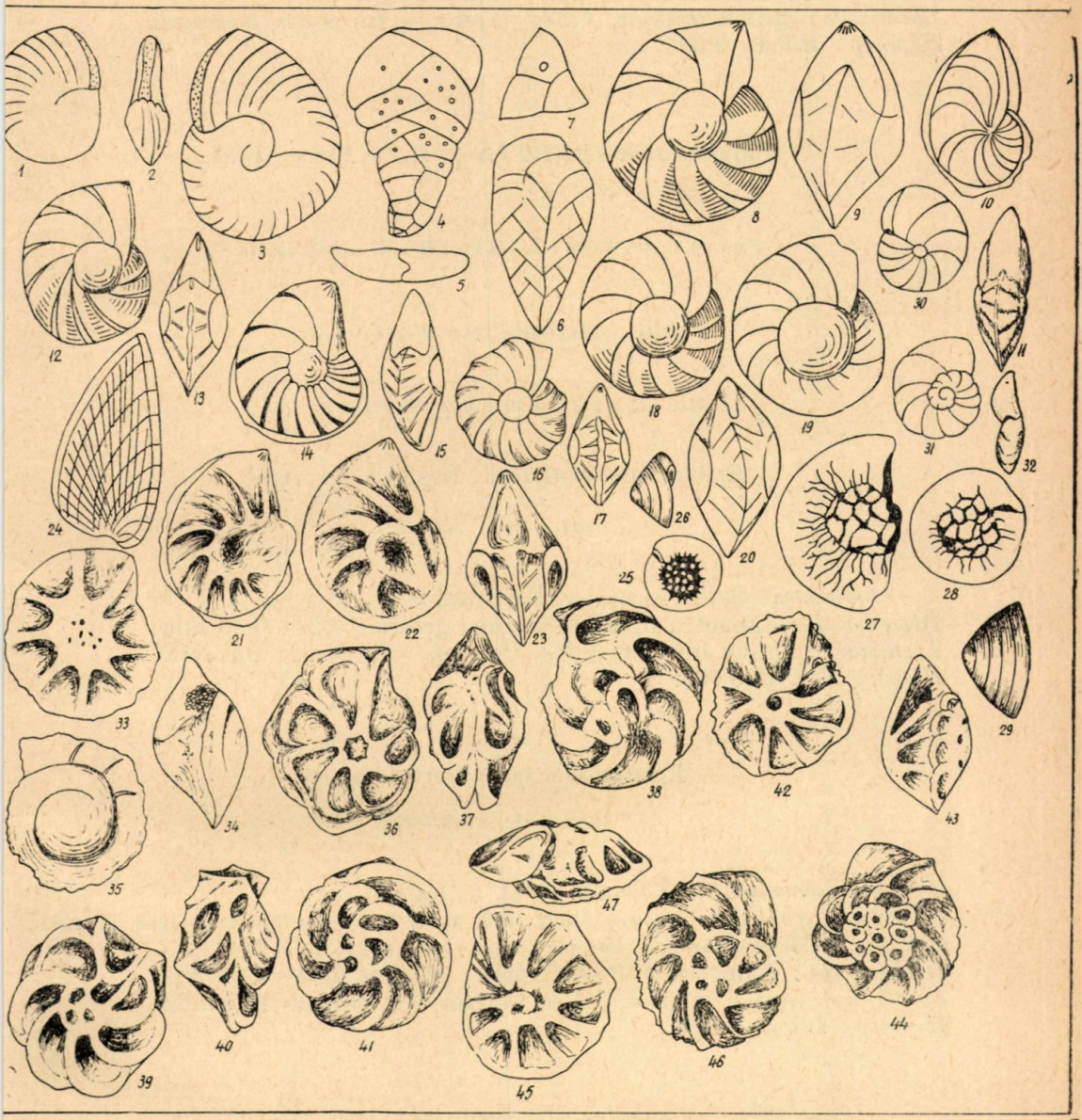
Gavelinella barremiana Bettenstaedt

(text — fig. 1 (30—32))

Gavelinella barremiana Bettenstaedt 1952, p. 275, pl. 2, fig. 26—29; Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli 1957, p. 47, pl. 7, fig. 168 și 169; Moullade 1960, p. 137, pl. 2, fig. 6—8; Flandrin, Moullade, Porthautt 1962, p. 220, pl. 3, fig. 14 și 16; Michael 1966, p. 430, pl. 50, fig. 1—3.



1 — 3, *Choffatella decipiens* Schlumberger; *4 — 5*, *Gaudryina subcretacea* Cushman; *6 — 7*, *Tritaxia pyramidata* Reuss; *8 — 9*, *Lenticulina muensteri* (Roemer); *10—11*, *Lenticulina collignoni* Espitalié et Sigal; *12—13*, *Lenticulina roemeri* (Reuss); *14—15*, *Lenticulina praegaultina* Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli; *16—17*, *Lenticulina nodosa* (Reuss); *18*, *Lenticulina* sp.; *19—20*,



Lenticulina macrodisca (Reuss); *21—23*, *Lenticulina ouachensis ouachensis* (Sigal); *24*, *Citharina reticulata* (Cornuel); *25—26*, *Trocholina infragranulata* Noth; *27—29*, *Trocholina aptiensis* Iovcheva; *30—32*, *Gavelinella barremiana* Bettenstaedt; *33—35*, *Epistomina ventriosa* Espitalié et Sigal; *36—41*, *Epistomina juliae* Mjatlyuk; *42—47*, *Epistomina spinulifera* (Reuss).

Dimensiuni : diametru 0,41 mm; grosime 0,13 mm.
Localizare : apţian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 095.

Superfam. *ROBERTINACEA* Reuss 1850

Fam. CERATOBULIMINIDAE Cushman 1927

Subfam. EPISTOMINIDAE Wedekund 1937

Genul Epistomina Terquem 1883

Epistomina ventriosa Espitalié et Sigal

(text — fig. 1 (33—35))

Epistomina ventriosa Espitalié et Sigal 1963, p. 67, pl. 32, fig. 3.
Dimensiuni : diametru 0,48—0,79 mm; grosime 0,29—0,50 mm.
Localizare : apţian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 097.

Epistomina spinulifera (Reuss)

(text — fig. 1 (42—47))

Rotalia spinulifera Reuss 1862, p. 93, pl. 13, fig. 3—5.
Epistomina spinulifera (Reuss), Uhlig 1893, pl. 7, fig. 4—7; Ten Dam 1948, p. 169, pl. 2, fig. 5; Mjatlyuk 1949, p. 207, pl. 4, fig. 3; 1953, p. 217, pl. 7, fig. 4.
Dimensiuni : diametru 0,53—0,72 mm; grosime 0,31—0,36 mm.
Localizare : apţian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 098.

Epistomina juliae Mjatlyuk

(text — fig. 1 (36—41))

Epistomina juliae Mjatlyuk 1949, p. 205, pl. 2, fig. 4 şi 5; 1953, p. 216, pl. 7, fig. 2 şi 3.
Dimensiuni : diametru 0,70 mm; grosime 0,31 mm.
Localizare : apţian inferior, Valea Carelor — Întorsura Buzăului.
Hipotip : L.P.B. 9 099.

APTIAN DEPOSITS IN THE SURROUNDING OF THE BRĂDET VILLAGE – INT. BUZĂULUI

ABSTRACT

In this paper the author presents the Lower Cretaceous deposits – Aptian – which are well exposed along of Mînecelului and Carelor creeks in the surrounding of the Brădet village.

In this area a sequence of shally, micaceous, grey marls is developed with interbedding of shally convoluted hard sandstones, dense marly limestones, micaceous gritty marls, soft marly sandstones and occasionally up to 1.5 m-thick beds of marly-gritty, soft tilloid conglomerates (pebble-marls) with small sized rounded pebbles. The grey marls levels includes a rather rich fauna of Ammonites including : *Deshayesites consobrinoides* (Sinzow), *Aconeceras trautscholdi* (Sinzow), *Ptychoceras* sp. cf. *P. puzosianum* (d'Orbigny), *Hamiticeras* sp. which undoubtedly attest their Bedoulian age.

Micropaleontological analyses carried out on the Ammonitic marly rocks have revealed a rather rich assemblage of foraminifera composed of : *Tritaxia pyramidata* (Reuss), *Gaudryina subcretacea* Cushman & Alexander, *Choffatella decipiens* Schlumb., *Orbitolina lenticularis* (Blum), *O. conoidea* Gras, *O. discoidea* Gras, *Orbitolinopsis* sp., *Lenticulina nodosa* (Rss.), *L.muensteri* (Roem.), *L.gaultina* (Berth.), *L.praegaultina* Bartenstein, *L.roemeri* (Rss.), *L.collignoni* Espitalié & Sigal, *Citharinella reticulata* Corn.), *Trocholina infragranulata* Noth, *T. aptiensis* Iovcheva, *Gavelinella barremiana* Bettenstaedt, *Epistomina ventriosa* Espitalié & Sigal, *E.spinulifera* (Rss.), *E.juliae* Mjatlyuk, which are pointing out the same age as the macrofauna.

BIBLIOGRAFIE

Arkell W. J., Kummel B., Wright C. W. (1957), *Mollusca Cephalopoda, Ammonoidea*, in : Moore R.C. Ed., *Treatise on Invertebrat Paleontology*, Part L, Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas Press.

Basse E. (1952), *Ammonoidea*, in : Piveteau J., *Traité de Paléontologie*, **II**.

Bartenstein H. (1948), *Entwickung der Gattung Lenticulina (Lenticulina) Lamarck 1804 mit ihren UnterGattung (For.)*, Senckenbergiana, **29**, *1–6*.

– (1954), *Revision von Berthelin's Mémoire 1880 uber die Alb-Foraminiferen von Montcley*, Senckenbergiana, **35**, *1–2*.

Bartenstein H., Bettenstaedt Fr., Bolli H. (1957), *Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad B.W.I., Erstei Teil : Couche und Toci-Formation*, Ecl. Geol. Helv., **50**, *1*.

Berthelin M. (1880), *Mémoire sur les Foraminiferes fossiles de l'étage Albien de Montcley (Doubs)*, Mém. Soc. Géol. France, Seria III-a, **1**.

Cornuel J. (1846), *Description des entomostraces fossile de terrain Cretacé inférieur du departement de la Haute Marne*, Mém. Soc. Géol. France, Seria a II-a, **I**, partea I.

Cornuel J. (1848), *Description de nouveaux fossiles microscopique du terrain Cretacé inférieur du departement de la Haute Marne*, Mém. Soc. Géol. France, Seria a-II-a, **III**, partea I.

Cushman J. A., Jarvis P. W. (1932), *Upper Cretaceous foraminifera from Trinidad*, U.S. Nat. Mus., Proceed., **80**, art. 14.

CUSHMAN J. A. (1937), *A monograph of the foraminiferal family Valvulinidae*, Cush. Labor. Foram. Res., spec. public., *8*.

— (1937), *A monograph of the foraminiferal family Verneuilinidae*, Cush. Labor. Foram. Res., spec. public., *7*.

CUSHMAN J. A. (1946), *Upper Cretaceous foraminifera of the Gulf Costal region of the United States and adjacent areas*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, *206*.

DAQUE E. (1942), *Leitfossilien Wirbellose der Kreide*, Verlag von Gebruder Borntraeger, Berlin.

DOUVILLE H. (1904), *Sur la structures des Orbitolines*, Bull. Soc. Géol. France, Seria a 4-a, **IV**.

EBENSBERGER H. (1962), *Stratigraphische und Mikropalaontologische untersuchungen in der Aachener Oberkreide, besonderes der Maastricht-Stufe*, Palaeontographica, **120** A.

EICHEMBERG FR. (1933), *Die Erforscherg der Mikroorganismen insbesondere der Foraminiferen der norddeutschen Erdoljelder* Teil. I. *Die Foraminiferen der Unterkreide*, 1 Folge, *Foraminiferen aus dem Albien von Wenden am Mittellandkanal*, Jahr. d. Niedersach. geol. vereins zu Hannover, **25**.

— (1934), Idem, 3 Folge, *Foraminiferen aus dem Hauterive von Wenden am Mittellandkanal*, Jahr. d. Niedersach. geol. vereins zu Hannover, **26**.

ESPITALIÉ J , SIGAL, J , (1963), *Contribution à l'étude des foraminiferes du Jurassique supérieur et du Néocomien du Bassin de Majunga (Madagascar)*, Ann. Géol. Madagascar, fasc. 32.

FILIPESCU M. G. (1940), *Étude géologique de la région comprise entre les Valleés de Teleajen et du Slănic — Bisca Mare (Buzău)*, D. S., Inst. geol. Rom., **XXIII**.

— (1955 *a*), *Contribuţiuni la orizontarea cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ „C. I. Parhon" şi Politehnicii Bucureşti, Seria şt. natur., *8*.

— (1955 *b*), *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, idem, *6—7*.

FILIPESCU M. G., ILIESCU GH. (1958), *Date noi privitoare la stratigrafia regiunii dintre V. Buzăului şi Riul Negru (Ciucaş — Teliu) şi importanţa acestor date pentru desciframea structurii Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., **III**, *1—2*.

FLANDRIN J. ,MOULLADE M., PORTHAULT B. (1962), *Microfossiles caractéristiques du Cretacé inférieur vocontien*, Rev. Micropaleont., **4**, *4*.

FRANKE A. (1928), *Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord und Mitteldeutschland*, Preuss. Geol. Landesasnt , Abh., n. ser., **111**.

FRIZZELL L. D. (1954), *Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas*, Texas Univ. Bur. Econ. Geol. Rept. Investig., *22*.

HENSON F. R. S. (1948), *Larger imperforate foraminifera of South-Western Asia*, Brit. Mu. Nat. Hist , Londra.

IOVCHEVA M. E. (1962), *Foraminifera from the öolitic limestones of the Aptian along the Rusenski Lom River*, Bulg. Geol. Soc. Review, **23**, partea 1.

LEUPOLD W., MAYNE W. (1935), *Das Auftreten von Choffatella, Pseudocyclammina, Lovcenipora (Cladocoropsis) und Clypeina in Alpinen Faziesgebeit*, Ecl. Geol. Helv., **28**, *1*.

LOEBLICH A. R. JR., TAPPAN H. (1950), *Foraminifera of the type Kiowa Shale, Lower Cretaceous of Kansas*, Univ. of Kansas, Paleont. contrib., Protozoa, art. 3.

— (1964), *Sarcodina*, in : Moore R.C. Ed., *Treatise on invertebrate Paleontology*, part. C, Protista 2.

LISZKA S. (1949), *Przycznek do znaiomosci microfauny dolnej Kredy okolic Tomazowa Mazowieckiego*, Ann. Soc. Geol. Pologne, **XVIII**.

MARIE P. (1938), *Sur quelques foraminiféres nouveaux au peau connu de Cretacé du Bassin de Paris*, Bull. Soc. Géol. France, Seria a V-a, **VIII**, fasc. 1—2.

MARINESCU I. (1960), *Noi observaţiuni asupra geologiei tunelului Teliu*, ASIT, Rev. minelor, an XI, *3*.

MICHAEL E. (1966), *Die Evolution der Gavelinellen (Foram) in der NW deutschland Unterkreide*, Senckenbergiana, **47**, *5—6*.

MJATLYUK E. V. (1949), *Materiali c monograficescomu izuceniu fauni foraminifer nijnemelovih otlajenii Iujno-Embescovo neftenosnovo raiona*, Mikrof. SSSR, sb. 2, VNIGRY, Trudy (n. ser.), *39*.

MJATLYUL E. V. (1953), *Iskopaemie foraminiferi SSSR, Spirillinidi, Rotaliidi, Epistominidi i Asterigerinidi*, Tr. Vses. Neft. Naukno Isledov. Geol. Razved. Instit. (n. ser), fasc. 71.

MOULLADE M. (1960), *Les Orbitolonidae des microfacies barremiens de la Drome*, Rev. Micropaleont., **3**, *3*.

— (1966), *Etude stratigraphique et micropaléontologique du Cretacé inferieur de la „Fosse Vocontienne"*, Docum. Lab. Geol. Fac. Sci., Lyon, *15*.

NEAGU T. (1965), *Albian foraminifera of the Romanian Plain*, Micropaleont., **11**, *1*.
NOTH R. (1951), *Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des Oesterreichischen Anteils an Flysch, Helveticum und Vorlandvorkommen*, Jb. geol. B. A., sonderb. 3.
REICHEL M. (1955), *Sur une Trocholine de Valanginien d'Avzier*, Ecl. Geol. Helv., **48**, *2*.
REUSS A. E. (1862), *Die Foraminiferen der Nord Deutschen Hils und Gault*, Sitzung. s. k. Akad. Wiss., Math.-naturw. Cl., **XLVI**.
SIGAL J. (1952), *Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Cretacé*, XIX e Congr. Géol. Intern. Alger, Monogr. région. 1-er sér. Algérie, *26*.
SILVESTRI A. (1932), *Foraminiferi del Cretaceo della Somali, Paleontographia Italica*, Mem. Paleont., **XXXII** (n. ser. vol. **II**).
SINZOW J. M. (1898), *Bemerkungen uber einige Ammoniten des Aptien*, „Ekonomische" Buch. u. Stendruckerri, Odessa.
SCHLUMBERGER CH. (1904), *Note sur le genre Choffatella*, Bull. Soc. Géol. France, Seria a 4-a, **IV**.
SHERBORN CH. D. (1955), *An index to the genera and species of the foraminifera (1883—1886 reedit)*, Smithonian Misscel. Coll., **132**.
STANCHEVA M. (1959), *Lenticulina an Robulus of the Cretaceous and Teriary in North-Eastern Bulgaria*, Trav. Institt. Geol. Bulgarie, Seria paleont., **I**.
SZTEJN J. (1957), *Micropaleontological stratigraphy of the Lower Cretaceous in Central Poland*, Intit. Geol. Prace, **XXII**.
TAPPAN H. (1940), *Foraminifera from the Grayson formation of Northern Texas*, Jour. Pal., **14**, *2*.
— (1943), *Foraminifera from the Duck-Creek formation of Oklahoma and Texas*, Jour Pal., **17**, *5*.
TEN DAM A. (1948), *Les espèces du genre Epistomina Terquem 1883*, Rev. Institt. Franc. Petrol. **III**, *6*.
— (1950), *Les foraminiferes de l'Albien des Pays Bas*, Mém. Soc. Géol. France, n. ser., **XXIX/4**, *63*.
TOBLER A. (1925), *Über Cyclammina und Choffatella in Schweizerischen Juragebirge*, Ecl.Geol. Helv., **28**, *1*.
UHLIG V. (1883), *Über Foraminiferen aus dem rjasan'schen Ornatenthone.*, Jb. k. k. geol. RA. **XXXIII**.

Primit la redacție
la 2 iulie 1969

Facultatea de geologie-geografie
a Universității București

PRECIZĂRI ASUPRA VÎRSTEI DEPOZITELOR EOCRETACICE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII TÎRLUNGULUI [1]

DE

E. AVRAM

În mai multe puncte de pe valea Tîrlungului şi de pe unii din afluenţii săi în amonte de confluenţa cu valea Zimbrului, am găsit recent fosile numeroase (în special amoniţi), ce permit precizarea vîrstei complexelor litologice care aflorează în această regiune, pe flancul de est al anticlinoriului Zamura.

Descifrarea geologiei regiunii este legată de cercetările efectuate de Meschendörfer (1860), V. Popovici-Hatzeg (1906), I. Popescu-Voiteşti (1910), E. Jekelius (1914—1938), D. M. Preda (1937), M. G. Filipescu (1952 şi 1953) şi în ultimii ani de G. Murgeanu, D. Patrulius (1959) şi G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu (1959).

Aceşti din urmă autori au prezentat amănunţit stratigrafia depozitelor cretacice care apar la zi pe flancul de nord-est şi est al anticlinoriului Zamura, începînd de la linia Purcăreni — Satu-Lung, la nord, şi pînă în cursul superior al văii Doftanei (confluenţa văii Muşiţei şi Văii Negre cu valea Doftanei), la sud. Pentru acest motiv, voi face mai sumar descrierea complexelor litologice care au fost separate anterior, aducînd însă unele precizări de amănunt legate de necesitatea indicării nivelelor din care am recoltat fosile.

În bazinul superior al văii Tîrlungului şi la obîrşia văii Doftanei, succesiunea stratigrafică cuprinde termenii următori : I. *stratele de Sinaia*, în care se poate deosebi un orizont grezos şi un altul, suprapus lui, „cu brecii şi conglomerate" ; II. *complexul marnos-siltitic*, cu treceri laterale sau urmat în succesiune de complexul marno-grezos ruginiu ; III. *complexul marno-grezos ruginiu* (în parte diferit de „complexul marno-grezos rugi-

[1] Comunicare susţinută în sesiunea Institutului de geologie-geografie al Academiei Republicii Socialiste România, din mai 1968.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 165—174, Bucureşti, 1970

niu" al autorilor G. Murgeanu, D. Patrulius şi L. Contescu (1959) prin reconsiderarea unei părţi a depozitelor sale în cadrul complexului marnos-siltitic), cuprinzînd spre partea superioară intercalaţii de conglomerate poligene.

I. STRATELE DE SINAIA

Stratele de Sinaia aflorează în jumătatea vestică a regiunii, cuprinzînd două orizonturi :

B — Orizontul cu brecii şi conglomerate

A — Orizontul grezos

A. ORIZONTUL GREZOS

A fost recunoscut şi în lucrări anterioare (G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, 1959), fără a fi însă descris în amănunt. El cuprinde gresii calcaroase avînd în general grosimi de cîţiva centimetri (rar pînă la 20—25 cm), în alternanţă deasă cu şisturi argilo-marnoase satinate, cenuşii-negre şi verzui sau cu argile cenuşii negricioase, şi care diferă net de orizontul echivalent din valea Doftanei prin lipsa marno-calcarelor şi a gresiilor în bancuri groase. La trecerea spre orizontul superior cu brecii, pelitul devine, progresiv, mai calcaros, fiind caracteristică alternanţa de gresii calcaroase cu marne cenuşii.

B. ORIZONTUL CU BRECII ŞI CONGLOMERATE

Acest orizont apare în continuitate evidentă de sedimentare cu orizontul grezos, formînd o entitate litologică atît prin prezenţa breciilor şi a intercalaţiilor groase de conglomerate cu elemente de şisturi cloritoase, şisturi sericitoase, calcare, cît şi prin împutinarea relativă a gresiilor şi, mai ales, prin frecvenţa mare a marnelor calcaroase, în plăci. Acestea sînt mai puţin calcaroase decît cele care au fost descrise de G. Murgeanu şi D. Patrulius (1959, p. 28), ca formînd partea inferioară a stratelor de Comarnic (într-o singură secvenţă, de 3—4 m, apar şi în valea Tîrlungului marne comparabile cu acestea din urmă, dar aici ele au culoarea neagră). Gresiile devin foarte calcaroase şi mult mai fine decît în orizontul precedent, putînd apărea chiar ca intercalaţii milimetrice în baza unor marne grezoase. Resturile fosile sînt destul de frecvente, în special pe marnele în plăci, fiind reprezentate mai ales de amoniţi, mai mult sau mai puţin striviţi.

Orizontul cu brecii şi conglomerate începe să se dezvolte din versantul stîng al primului afluent de pe stînga văii Tîrlungului în amonte de pîrîul Săţet către nord, iar spre nord de pîrîul Vaida atinge grosimile cele mai mari. Zona cu grosimea cea mai mare (aproximativ 600—700 m) coincide cu zona de dezvoltare maximă a conglomeratelor.

Spre sud de pîrîul Vaida, orizontul se subţiază, atît prin depunerea mai puţin activă (conglomeratele se reduc pînă la dispariţie), cît mai ales

prin trecerea pe direcție a părții sale superioare la „complexul marnos-siltitic". Acest echivalent „marnos" al orizontului a fost de altfel încadrat anterior (pe interfluviul dintre valea Doftanei și valea Tîrlungului) în orizontul superior cu *Lamellaptychus angulocostatus* al stratelor de Sinaia (G. Murgeanu și D. Patrulius, 1959; E. Avram și V. Matei,1964).

Variațiile mari de grosime ale conglomeratelor, chiar pe distanțe mici, se pot observa clar în depozitele orizontului cu brecii și conglomerate, care aflorează ca petice scăpate de eroziune, în ambii versanți ai văii Doftana ardeleană – pe Plaiul Bătrîn și, respectiv, în Muntele Zănoaga. În acest din urmă punct, conglomeratele apar bine deschise pe valea care coboară de sub vîrful Zănoaga spre nord-est și pe picioarele de plai din stînga și dreapta sa; ele prezintă variații laterale importante, de la conglomerate aproape oligomictice, formate din șisturi cloritoase, puține calcare și aproape fără ciment, la adevărate calcare ce înglobează elemente mici (1—4 cm Ø) și rulate de șisturi cloritoase.

Fosilele pe care le-am recoltat din orizontul cu brecii și conglomerate provin în cea mai mare parte din aflorimentele de pe valea Tîrlungului, începînd de la circa 1 km amonte de confluența cu valea Zimbrului. Nivelul fosilifer cel mai de jos, situat la aproximativ 20 m grosime de la baza orizontului, în malul stîng, imediat deasupra primei intercalații de conglomerat (punctul fosilifer 2 de pe hartă), cuprinde forme prost conservate, dintre care singura determinabilă este *Astieridiscus* sp. (pl. I, fig. 8); deasupra acestuia, la circa 140 m de la bază, am recoltat din marnele foarte calcaroase negre amintite mai sus (care apar în malul drept la un cot al văii spre stînga = punctul 3) o faună bogată, cuprinzînd *Pulchellia* sp. (pl. II, fig. 10*b*), *Barremites* cf. *compsense* (Kil.) [2] (pl. II, fig. 10*a*), *Leptoceras* sp., iar de pe o microbrecie cenușie, un fragment de *Phyllopachyceras* sp.; în sfîrșit, la 160 m de la bază am recoltat un fragment de *Phyllopachyceras* sp. (punctul 4).

Tot în orizontul cu brecii și conglomerate, dar la partea sa superioară, la limita cu complexul marnos, am identificat un alt pachet fosilifer de marne calcaroase în plăci. Acesta apare în malul stîng al văii Tîrlungului, imediat în aval de confluența cu pîrîul Săței (punctul 9), și conține exemplare turtite de *Barremites* și exemplare mici de *Holcodiscus* (aff. *H.diversecostatus* Coq.) (pl. I, fig. 9).

În sfîrșit, dintr-o intercalație de marne calcaroase negre, în plăci, care aflorează în butoniera de strate de Sinaia de pe valea Roșca (punctul 7), am recoltat, între alte fosile, un exemplar de *Nicklesia pulchella* d'Orb. (pl. II, fig. 11). Dar aici, datorită deschiderilor rare, nu se poate preciza grosimea depozitelor (aparent, cel mult 30—40 m) pînă la baza complexului marnos-siltitic, superior.

Fosilele citate arată, fără dubiu, apartenența la barremian a aproape întregii stive de depozite ce aparțin orizontului. Trebuie amintit că echivalentul litologic din valea Doftanei al acestui orizont, denumit „orizont superior al stratelor de Sinaia cu *Lamellaptychus angulocostatus*" (G. Murgeanu și D. Patrulius, 1959), este localizat ca vîrstă în hauterivianul superior.

[2] = *Desmoceras charrierianus* d'Orb., în Karakasch, 1907, pl. V, fig. 2.

Existența pe valea Tîrlungului a unor depozite de cîteva zeci de metri grosime, încă nedatate paleontologic, în baza orizontului, menține posibilitatea apartenenței lor la hauterivian. Pînă în prezent însă nu avem nici un argument în sprijinul acestei ipoteze.

Datele paleontologice dovedesc caracterul heterocron al „orizontului" superior al stratelor de Sinaia pe diferite profile. Implicit, denumirea de orizont poate fi menținută numai pentru că ea s-a încetățenit în limbajul geologic de la noi. Pe de altă parte, dacă *Lamellaptychus angulocostatus* caracterizează foarte bine depozitele stratelor de Sinaia superioare pînă la obîrșia văii Doftanei, către nord el nu mai apare din cauza trecerii în barremian a acestui facies. Din acest motiv am propus reintitularea părții superioare a stratelor de Sinaia ca „orizont cu brecii și conglomerate".

II. COMPLEXUL MARNOS-SILTITIC

Sub această denumire am separat un pachet de depozite format predominant din marne cenușii, adesea în plăci, în alternanță cu gresii calcaroase moi, fin micacee, foarte subțiri (de obicei de cîțiva mm) și în care se dezvoltă local și microbrecii calcaroase, comparabile cu cele care apar în stratele de Sinaia superioare. Spre partea superioară marnele sînt mai micacee, iar gresiile mai tari și mai abundente, succesiunea devenind asemănătoare cu a depozitelor apțianului superior, care apar în versantul din stînga văii Doftanei, spre aval de confluența cu Valea Neagră.

Depozitele complexului sînt răspîndite la zi începînd de la vest de Muntele Urlatu (pe un afluent din stînga văii Richitei și pe valea Prișcului — în bazinul văii Doftanei) spre nord-est, pînă la pîrîul Borzoș. Între valea Prișcului și valea Tîrlungului, spre amonte de pîrîul Sățet, el prezintă aspectele litologice și stratonomice cele mai tipice.

La nord de valea Roșca, între depozitele complexului se intercalează brecii cu multe calcare și șisturi clorito-sericitoase (în versantul din dreapta văii Tîrlungului spre aval de valea Roșca, la nord de Stîna Roșchii din vale, la gura pîrîului Vaida și la gura văii Babarunca) și uneori și gresii cu alterație ruginie (la gura pîrîului Vaida).

De la valea Ramura Mică, spre nord, complexul marnos-siltitic dispare, ultimele sale aflorimente fiind întîlnite de o parte și de alta a butonierei de strate de Sinaia de pe valea Babarunca. În acest loc, el cuprinde și rare gresii calcaroase ruginii.

În sfîrșit, în valea Dracului se poate face din nou separarea cartografică a unui „complex marnos-siltic", dar cu rezerve, întrucît la diferite nivele reapar secvențe amintind complexul marno-grezos ruginiu. Aici, complexul se delimitează mai greu la partea inferioară de pachetul cu brecii de deasupra orizontului grezos al stratelor de Sinaia, care, în afara megabreciilor și a unei singure secvențe de marne calcaroase în plăci, întîlnită spre bază, nu mai are înrudiri litologice cu stratele de Sinaia superioare. Partea sa superioară se află în apropierea imediată a gresiilor masive care apar din vîrful Pleșu către nord-vest.

Spre sud-est de muntele Cioara, complexul marnos-siltitic apare la zi foarte cutat, numai la vestul zonei de afloriment a stratelor de Sinaia de pe

valea Zănoagei (Doftana). Aici el cuprinde numeroase brecii cu orbitoline, fiind separat ca unitate litologică distinctă de G. Murgeanu şi D. Patrulius în 1959.

Din complexul marnos-siltitic am recoltat cîteva exemplare de amoniţi, care dau indicaţii asupra vîrstei sale atît la partea inferioară — la limita cu orizontul superior al stratelor de Sinaia —, cît şi către partea superioară.

Partea inferioară a complexului este bine deschisă, aproape direcţional, pe primul afluent al văii Tîrlungului, spre amonte de pîrîul Săţet. Între 150 şi 250 m de la gura acestei văi, spre amonte, apar în malul său stîng şi în talveg marne gălbui în plăci, ceva mai moi decît cele din orizontul superior al stratelor de Sinaia. Din aceste marne am recoltat forma *Pseudohaploceras* aff. *douvillei* (Fallot) (pl. II, fig. 13) (punctul 11). Din malul drept al văii, la 100 m de la confluenţă (punctul 10), deţinem un exemplar turtit de *Silesites* sp. (probabil formă tînără de *S.seranonis* d'Orb.) (pl. II, fig. 12) şi cîteva litoceratide greu de determinat din cauza turtirii cochiliei (pl. I, fig. 6).

După fosilele citate, baza complexului este în acest punct încă de vîrstă barremiană. De altfel, dintr-un pachet cutat de marne în plăci, cenuşii, aparţinînd complexului marnos-siltitic, care aflorează la sud de curmătura Urlatului pe un afluent de pe stînga văii Urlăţelu (Prişcului), am mai recoltat cu altă ocazie (E. Avram şi V. Matei, 1964, p. 2) o faună barremiană (punctul 13). Pe aceeaşi vale, circa 100 m spre amonte, am găsit de curînd şi o formă ce pare a fi o specie nouă de *Ptychoceras* (pl. I, fig. 4).

Partea superioară a complexului ne-a oferit o singură fosilă mai caracteristică, recoltată la obîrşia aceluiaşi afluent al văii Tîrlungului : *Colombiceras sinzowi* Kasan. (pl. III, fig. 17), formă citată din zona cu *Parahoplites melchioris* în gargasianul Caucazului de nord şi Crimeei (A. E. Glazunova, 1953; V. V. Druşciţ şi M. P. Kudriavţev, 1960) (punctul 12). În acest sector, depozitele complexului marnos-siltitic suportă direct gresiile masive cuarţitice de la baza conglomeratelor poligene, care formează Muntele Urlatu. Nivelul de la care am recoltat amonitul este situat la circa 30—40 m grosime stratigrafică sub baza acestor gresii.

III. COMPLEXUL MARNO-GREZOS RUGINIU

Complexul marno-grezos ruginiu se dezvoltă în cadrul regiunii începînd de la obîrşia văii Doftanei (pîrîul Urlăţelu) către nord, în valea Tîrlungului şi valea Dracului.

El este constituit dintr-o alternanţă monotonă de gresii micacee cu ciment calcaros, de culoare cenuşiu-albăstruie în stare proaspătă şi brună pe suprafeţele supuse alteraţiei, cu marne cenuşii, fin nisipoase. În această alternanţă intervin neregulat şi gresii care conţin în cantităţi variabile elemente de calcare, din care cauză capătă un aspect pestriţ. Către partea superioară apar intercalaţii de gresii masive şi conglomerate poligene. O intercalaţie de conglomerat cu caractere litologice distincte şi cu extindere mare pe direcţie, situată către partea superioară a complexu-

lui, a fost denumită de G. Murgeanu, D. Patrulius şi L. Contescu (1959) „orizont al Teslei". Acest orizont apare în partea de sud a regiunii, formînd umplutura unor sinclinale înguste, pe două aliniamente orientate sud-vest — nord-est : a. Cucula Prişcului — Muntele Urlatu — Piciorul lui Balder şi b. Cucula Cioarei — Muntele Cioara — Muntele Roşca. Pe aceleaşi aliniamente are loc şi îngroşarea maximă a complexului marno-grezos ruginiu.

Depozitele complexului marno-grezos ruginiu au furnizat anterior în bazinul văii Tîrlungului (G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, 1959, p. 6) un singur exemplar de amonit: *Macroscaphites yvani* (Puzos), recoltat din apropiere de baza sa, la confluenţa văii Babarunca cu valea Ramura Mică.

Aproape din acelaşi punct — din malul stîng al văii Babarunca, la circa 50 m spre amonte de confluenţa cu valea Tîrlungului (punctul 6) — am recoltat mai multe fosile, între care : *Macroscaphites yvani* (pl. I, fig. 5), *Ptychoceras emerici* d'Orb. (pl. I, fig. 1) şi, mai important, un fragment arătînd partea ventrală a unui exemplar de *Dufrenoya* (pl. III, fig. 15). Dintre aceste fosile, prima urcă din barremian pînă în apţianul inferior, iar *Dufrenoya* apare din bedoulianul superior. Astfel, punctul fosilifer de la gura văii Babarunca este localizat destul de precis în bedoulianul superior.

Pe valea Tîrlungului, spre aval, în apropierea confluenţei cu pîrîul Borzoş, deasupra pachetului grezos care aici formează baza complexului, se află gresii mai subţiri şi marne din care am recoltat *Dufrenoya* cf. *mackesoni* Casey (pl. III, fig. 16) (punctul 5). Această formă, citată în apţianul inferior din Anglia, confirmă vîrsta bedouliană a bazei complexului. Ţinînd seama şi de prezenţa barremianului inferior în orizontul superior al stratelor de Sinaia subiacent la un nivel destul de jos (în treimea inferioară din grosimea orizontului care în valea Tîrlungului depăşeşte 600 m), am admis, pînă la noi precizări, că limita dintre cele două unităţi litologice discutate coincide cu limita dintre etajele barremian-apţian sau este situată în partea cu totul inferioară a apţianului.

Tot în apropiere de baza complexului, pe valea Roşca, la 500 m spre amonte de confluenţa cu singurul ei afluent mai mare pe stînga (punctul 8), am recoltat un amonit bine păstrat, pe care l-am determinat provizoriu ca *Dufrenoya* n.sp. [3] (pl. III, fig. 14 *a*, *b*). Această fosilă arată vîrsta cel puţin bedouliană a pachetului din care a fost recoltată. Întrucît stratele de Sinaia de pe valea Roşca sînt sigur barremian inferioare (*Nicklesia pulchella*), iar între acestea şi depozitele complexului marno-grezos ruginiu se află circa 50 m de depozite marnoase cu intercalaţii de brecii aparţinînd complexului marnos-siltitic, se pare că succesiunea pe această vale este următoarea : orizontul superior al stratelor de Sinaia — barremian inferior ; complexul marnos-siltitic — barremian superior ; complexul marno-grezos ruginiu—apţian.

În partea de nord a regiunii, pe interfluviul dintre valea Tîrlungului şi valea Dracului (dealul Pleşu) şi aproape de obîrşia acesteia din urmă,

[3] Acest amonit, prin lăţirea coastelor către marginea externă şi prin regiunea ventrală aplatisată în prima jumătate a ultimului tur, se apropie de genul *Dufrenoya*. Însă traectul coastelor pe jumătatea externă a flancurilor aminteşte genul *Colombiceras*.

în cadrul complexului marno-grezos ruginiu, se dezvoltă mai multe intercalații de gresii masive. Din intercalația cea mai de jos, la gura singurului afluent mare de pe stînga văii Dracului (punctul 1), am recoltat mai multe exemplare de *Ptychoceras* (pl. I, fig. 3) și *Holcophylloceras guettardi* (Rasp.) (pl. I, fig. 7), arătînd vîrsta apțiană (probabil chiar gargasiană).

În sfîrșit, problema vîrstei conglomeratelor poligene care aflorează în partea de sud a regiunii, în interfluviul dintre valea Doftanei și valea Tîrlungului, nu poate fi încă abordată decît indirect: exemplarul de *Colombiceras sinzowi* amintit mai sus, recoltat la vestul zonei lor de apariție, și un exemplar de *Acanthohoplites* sp. [4] (pl. III, fig. 18) găsit pe valea Zănoagei (Doftana) sub ultima intercalație de conglomerate din această vale (punctul 14) par să limiteze partea lor inferioară la clansayesian.

În rezumat, fosilele pe care le-am recoltat din flișul cretacic, care aflorează în bazinul superior al văii Tîrlungului, permit precizarea vîrstei complexelor litologice din această regiune în felul următor:

— Orizontul superior cu brecii și conglomerate al stratelor de Sinaia se situează sigur, în cea mai mare parte, în barremian; apartenența la hauterivian a părții sale bazale este posibilă, fără a avea însă pînă în prezent argumente paleontologice pentru aceasta.

— Partea inferioară a complexului marno-grezos ruginiu, care fusese atribuită barremianului superior (sau bedoulianului?) pe baza formei *Macroscaphites yvani* găsită la Babarunca, aparține bedoulianului superior după exemplarele de *Dufrenoya* din valea Tîrlungului, valea Babarunca și din valea Roșca.

— Complexul marnos-siltitic, identificat la vestul și sud-estul zonei de apariție a complexului marno-grezos ruginiu, are vîrsta barremian-gargasiană.

Observăm deci că partea inferioară a complexului marno-grezos ruginiu (de sub orizontul Teslei) are în sudul regiunii aceeași vîrstă ca partea superioară a complexului marnos-siltitic: bedoulian-gargasian. Studierea relațiilor dintre cele două complexe conduce la concluzia trecerii pe direcți de la unul la celălalt: de la nord (valea Roșca) către sud, complexul marnos-siltitic se dezvoltă din ce în ce mai mult în grosime pe seama părții inferioare a complexului marno-grezos ruginiu, pînă cînd, la vest de Muntele Urlatu, el atinge baza orizontului Teslei. Complexul marno-grezos ruginiu își menține grosimea numai în cele două zone sinclinale, a căror umplutură este formată din conglomerate poligene.

În sfîrșit, existența barremianului în depozitele complexului marnos-siltitic ne face să presupunem îndințarea spre nord a părții sale bazale cu partea superioară a orizontului cu brecii și conglomerate, a cărui vîrstă barremiană a fost dovedită paleontologic.

O concluzie de ordin mai general se desprinde din aceste contribuții paleontologice ținînd seama și de extinderea unităților litologice în afara perimetrului de care ne-am ocupat: în flișul eocretacic de la curbura Carpaților, complexele de strate cu extindere mare pe direcție se dovedesc din ce în ce mai mult a avea vîrste diferite pe diferite profile, comportîndu-se ca faciesuri mai mult sau mai puțin heterocrone. Un exemplu concludent

[4] Formă recoltată, într-o excursie comună, de colegul L. Szasz.

îl constituie orizontul superior al stratelor de Sinaia, care, spre sud, în valea Doftanei, este în cea mai mare parte hauterivian, iar în bazinul văii Tîrlungului se încadrează aproape integral în barremian.

PRÉCISIONS SUR L'ÂGE DES DÉPÔTS EOCRÉTACÉS DE LA VALLÉE DU TÎRLUNG

RÉSUMÉ

Les Ammonites récoltées par l'auteur permettent de préciser l'âge des complexes lithologiques déjà séparés dans le bassin supérieur de la vallée du Tîrlung : l'horizon supérieur à brèches et conglomérats des Couches de Sinaïa (« horizon à *Lamellaptychus angulocostatus* » de G. Murgeanu et D. Patrulius — des vallées de la Prahova et de la Doftana) appartient dans sa plus grande partie au Barrémien, tandis que la limite inférieure du complexe marno-gréseux couleur de rouille se situe au Bédoulien.

A partir de l'ouest de la montagne d'Urlatu (à la source de la Doftana) vers le nord, on a séparé un « complexe marneux siltitique » (Barrémien-Aptien supérieur) qui représente l'équivalent de la partie supérieure de l'horizon à brèches et conglomérats et de la partie inférieure du complexe marno-gréseux couleur de rouille, vers lesquelles il passe graduellement.

PLANȘA I

Fig. 1. — *Ptychoceras emerici* d'Orb. ; × 1. Complexul marno-grezos ruginiu. Gura văii Babarunca.

Fig. 2. — *Ptychoceras* sp. 1 ; × 1. Complexul marno-grezos ruginiu. Gura văii Babarunca.

Fig. 3. — *Ptychoceras* sp. 2 ; × 1,25. Gresiile masive din complexul marno-grezos ruginiu. Valea Dracului.

Fig. 4. — *Ptychoceras*? sp. 3 ; × 1,25. Complexul marnos-siltitic. Ultimul afluent mai mare de pe stînga văii Prișcului.

Fig. 5. — *Macroscaphites yvani* (Puzos) ; × 1. Complexul marno-grezos ruginiu. Gura văii Babarunca.

Fig. 6. — *Tetragonites* sp. ; × 1. Baza complexului marnos-siltitic. Primul afluent mai mare pe stînga văii Tîrlungului spre amonte de pîrîul Sățet.

Fig. 7. — *Holcophylloceras guettardi* (Raspail) ; × 1. Gresiile masive din complexul marno-grezos ruginiu. Valea Dracului.

Fig. 8. — *Astieridiscus* sp. ; × 1. Orizontul cu brecii și conglomerate al stratelor de Sinaia. Valea Tîrlungului, circa 1 100 m spre amonte de confluența cu valea Zîmbrului.

Fig. 9. — *Holcodiscus* sp. ; × 1. Orizontul cu brecii și conglomerate al stratelor de Sinaia. Valea Tîrlungului, circa 50 m aval de confluența cu pîrîul Sățet.

1
3
2
6
4
5
9
8
7

PLANȘA II

Fig. 10. — Placă de marnă calcaroasă din orizontul cu brecii și conglomerate. Valea Tîrlungului la circa 1 350 m de la confluența cu valea Zimbrului spre amonte ; × 1/2.

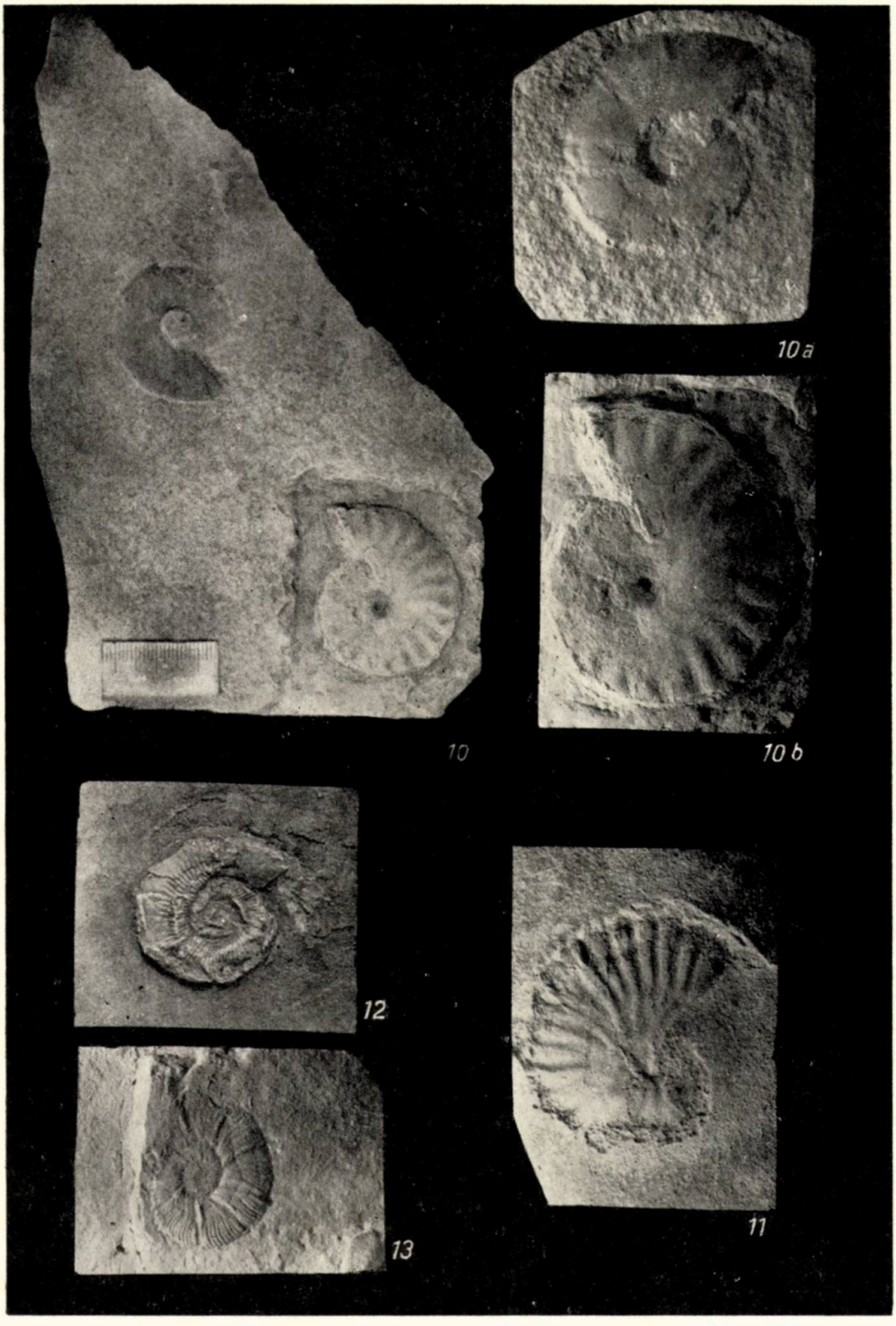
Fig. 10*a*. — *Barremites* cf. *compsense* (Kil.) = *D. charrierianus* d'Orb. în Karakasch, 1907, pl. V, fig. 2).

Fig. 10*b*. — *Pulchellia* sp. ; × 1.

Fig. 11. — *Nicklesia pulchella* d'Orb. ; × 1. Orizontul cu brecii și conglomerate. Valea Roșca.

Fig. 12. — *Silesites* sp. ; × 1. Baza complexului marnos-siltitic. Primul afluent de pe stînga văii Tîrlungului spre amonte de pîrîul Sățet.

Fig. 13. — *Pseudohaploceras* aff. *douvillei* (Fallot) ; × 1. Baza complexului marnos-siltitic. Primul afluent de pe stînga văii Tîrlungului spre amonte de pîrîul Sățet.


10 a
10
10 b
12
13
11

PLANȘA III

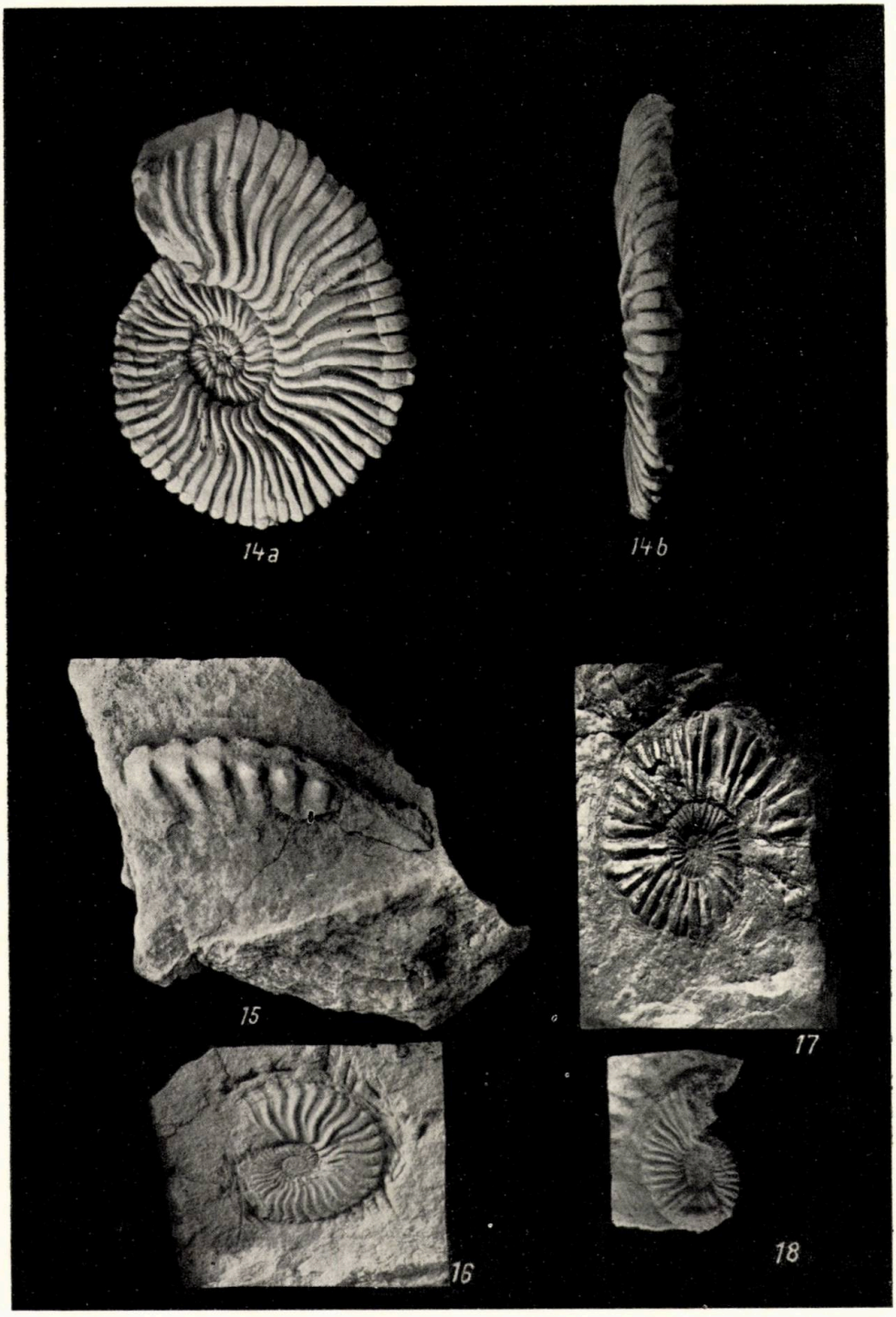
Fig. 14*a* și 14*b*. — *Dufrenoya*? n. sp.; × 1. Complexul marno-grezos ruginiu. Valea Roșca.

Fig. 15. — *Dufrenoya* sp.; × 1. Complexul marno-grezos ruginiu. Gura văii Babarunca.

Fig. 16. — *Dufrenoya* cf. *mackesoni* Casey; × 1. Complexul marno-grezos ruginiu. Valea Tîrlungului, circa 300 m spre amonte de confluența cu pîrîul Borzoș.

Fig. 17. — *Colombiceras sinzowi* Kasansky; × 1. Complexul marnos-siltitic. Obîrșia primului afluent de pe stînga văii Tîrlungului spre amonte de pîrîul Săței.

Fig. 18. — *Acanthohoplites* sp.; × 1. Valea Zănoagei (Doftana). La 200 m aval de confluența cu Valea Mare.


14a
14b
15
16
17
18

BIBLIOGRAFIE

AVRAM E., MATEI V. (1964), *Date paleontologice noi privind flișul cretacic din partea de NE a bazinului văii Doftana*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *2*.

FILIPESCU M. G. (1952), *Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului*, Com. prelim. D.S., Com. geol., **XXXIX** (1951—1952), 1955.

— (1953), *Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu*, Rev. Univ., Buc., *2*.

JEKELIUS E. (1914), *Der geologische Bau des Nagyköhavas und Keresztényhavas*, Jahrb. d. Kgl. ung. geol. R.A.f., Budapesta, 1915.

— (1915), *Daten über den geologischen Bau der Bucsecs und Csucás*, Jahrb. d.Kgl. ung. geol. R.A.f., Budapesta, 1917.

— (1938), *Der geologische Bau des Gebirges von Brașov*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.

MURGEANU G., PATRULIUS D. (1959), *Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș*, St. cerc. geol., **IV**, *1*, 25—35.

MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. (1959), *Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului*. St. cerc. geol., **IV**, *1*, 7—24.

MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L., JIPA D., MIHĂILESCU N., PANIN N. (1961), *Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Com. șt., **III**, *2*, București, 1963.

POPESCU-VOITEȘTI I. (1910), *Cercetări geologice în regiunea cursului mijlociu al văii Oltului (România), în valea Ialomiței și Bezdeadului între Pucioasa-Cucuteni-Bezdead și vîrfurile între Prahova și Teleajen în regiunea de frontieră*, Rap. asupra activității Inst. geol. pe anul 1910, București, 1914.

POPOVICI-HATZEG V. (1906), *Regiunea dintre Sinaia și curmătura Cioarei*, Rap. asupra activității Inst. geol. pe anii 1906—1907, București, 1908.

PREDA D. M. (1925), *Geologia și tectoica părții de răsărit a județului Prahova*, An. Inst. geol. Rom., **X** (1921—1924).

— (1937), *La nappe des Conglomérats de Zăganu et Ceahlău (La nappe moldave)*, Bul. Soc. geol. rom., **IV**, 1939.

BIBLIOGRAFIE PALEONTOLOGICĂ

BURCHARDT C. (1925), *Fauna del Aptiano de Nazas (Durango)*, Bol. Inst. Geol. Mexico, *45*.

CASEY R. (1963), *A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand*, Part. V. Paleontographical Society, **CXII**, Londra, 1964.

DOUVILLÉ H. (1916), *Les terrains secondaires dans le massif du Moghara à l'est de l'isthme de Suez*, Paléont., Mém. Acad. Sci., Paris, sér. 2, **54**.

DRUȘCIȚ V. V. (1956), *Nijnemelovie ammoniti Krîma i severnogo Kavkaza*, Izd. Mosk. Univ.

DRUȘCIȚ V. V., KUDRIAVȚEV M. P. (1960), *Atlas nijnemelovoi fauni severnogo Kavkaza i Krîma*, Gostoptehizdat.

GLAZUNOVA A. E. (1953), *Ammoniti apta i alba Kopet-Daga, Malogo i Bolșogo Balhanovi Mangîșlaka*, Tr. vses. naucino-issl. in-ta.

HUMPHREY E. W. (1949), *Geology of the Sierra de Los Muertos area, Mexico*, Bull. Geol. Soc. Amer., **60**.

KARAKASCH M. I. (1907), *Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune*, Tiré des Trav. Soc. Imp. Natur. St. Petersbourg, Sec. géol., min., **32** (1905), cartea 5.

KILIAN V. (1907—13), *Unterkreide (Palaeocretacicum)*: in FRECH F., *Lethaea Geognostica II Mesozoicum*, **3** (Kreide), **1** (1907), **2** (1910), **3** (1913), Stuttgart.

KILIAN V., GIGNOUX M., CHAPUT E., SAYN G., FALLOT P., REBOUL P. (1920), *Contributions à l'étude des céphalopodes paléocrétacés du Sud-Est de la France*, Mém. Carte géol. dét. France.

KILIAN V., REBOUL P. (1915), *La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar (Drôme)*, Mém. Carte géol. dét. France.

LUPPOV M. P. (1952), *Nijnemelovie otlojenia severo-zapadnogo Kavkaza i ih fauna*, Tr. vses. neft. naucin. issl. geol. razv., in-ta., Nov. ser., **65**.

MIHAILOVA I. A. (1958), *Degezitidi iz nijnemelovîh otlojenii Dagestana i țentralnogo Predkavkazia*, Mat. k osnova paleontologii, **2**.

— (1960), *Ontogenez i sistematiceskoe polojenie roda Colombiceras Spath*, Biul. Mors k. o-va isp. prirodî, Otd.- geologii, **XXXV** (*2*).

NICKLÉS R. (1890), *Contribution à la paléontologie du Sud-Est de l'Espagne*, Mém. Soc. Géol. France, mem. *4*.

ORBIGNY A. d' (1840—42), *Paléontologie française*; *Terrains crétacés*; **I**, *Céphalopodes*.

SIMIONESCU I. (1898), *Studii geologice și paleontologice din Carpații Sudici. Fauna neocomiană din bazinul Dîmbovicioarei*, Publ. Fond. „V. Adamachi", **I**.

STOYANOW A. A. (1949), *Lower Cretaceous stratigraphy in southeastern Arizona*, Geol. Soc. America, mem. *38*.

TIETZE E. (1872), *Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes*, Jahrb. k.k. geol. R.A., **22**, *1*.

UHLIG V. (1883), *Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten*, Denkschr. k. Akad. Wiss. math-naturw. Cl., Viena, **46**.

Primit la redacție
la 4 iulie 1969

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

STRATIGRAFIA REGIUNII PÎRSCOV — PLOPEASA

DE

IOANA PANĂ şi I. RĂDULESCU

Numeroasele deschideri naturale din regiunea Pîrscov — Plopeasa, în urma unei analize litologice şi paleontologice amănunţite, pot aduce unele lămuriri în descifrarea stratigrafiei de amănunt a regiunii.

O astfel de analiză permite :

— observarea contactului sarmaţian — meoţian (valea Bălăneasa, valea Plopeasa) ;

— urmărirea în serii continue a variaţiilor litofaciale şi biofaciale în meoţian, ponţian şi dacian (valea Plopeasa, valea Tîrcov, Valea Seacă) ;

— precizarea limitelor dintre ponţian-dacian şi dacian-levantin (valea Plopeasa).

În lumina cunoştinţelor actuale readucem în discuţie această regiune, care, prin aflorimentele existente şi prin bogăţia faunei, a atras atenţia primilor cercetători români, oferind material pentru unele specii noi create pentru prima dată în literatură.

Ni se pare utilă stabilirea unei scări geocronologice amănunţite a regiunii Pîrscov, care permite totodată fixarea valorii stratigrafice a unora dintre fosilele proprii ţării noastre sau a celor care au o răspîndire mai largă în cadrul Paratethysului.

În perimetrul cercetat se întîlnesc formaţiuni sedimentare care, în scara stratigrafică, se plasează între helveţian şi levantin.

Helveţianul, tortonianul şi sarmaţianul au fost descrise anterior (I. R ă d u l e s c u şi colab., 1969).

Lucrarea de faţă aduce preciziuni stratigrafice asupra celorlalte etaje.

Regiunea Pîrscov — Plopeasa a suscitat interesul cercetătorilor încă de la începuturile studiilor geologice efectuate de către geologii români, care au fost atraşi fie de substanţele minerale utile, fie de bogăţia faunei de moluşte.

Primele cercetări (G r. Ş t e f ă n e s c u ; G r. C o b î l c e s c u, 1885 ; Teisseyre, 1897) au fixat în linii mari vîrsta formaţiunilor geologice care aflorează în regiune, apoi G h. M a c o v e i (1915—1916), O. P r o-

St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 175—191, Bucureşti, 1970

tescu (1915—1916 şi 1928), M. Preda (1921—1924), M. Gh. Filipescu (1937 şi 1940) au adus contribuţii în descifrarea tectonicii regiunii, precum şi în precizarea limitelor dintre formaţiuni.

Cele mai multe amănunte referitoare la regiune revin geologilor care au făcut prospecţiuni pentru petrol: Gh. Paliuc (1939)[1], L. Irving (1939)[2], Fl. Olteanu (1940/1941)[3], N. Oncescu (1941—1942), Emilia Saulea (1952)[4], C. Stoica (1952), N. Macarovici (1957)[5], V. Dragoş, C. Georgescu, I. Huică şi M. Perianu[6], I. Rădulescu, Ioana Panã şi Hortansa Bönig (1969).

Regiunea, fiind puţin tectonizată şi foarte bogată în faună, permite argumentarea paleontologică a stratigrafiei de amănunt şi a *limitelor dintre* etaje, indiferent de litofaciesul în care se dezvoltă formaţiunea respectivă. În acelaşi timp, cu toată existenţa variaţiilor de facies şi, implicit, a conţinutului paleontologic, se poate face o paralelizare de amănunt cu sectoarele din imediata vecinătate sau chiar cu regiuni mai depărtate din Depresiunea Pericarpatică. Claritatea unora dintre orizonturile reper face ca sectorul studiat să poată fi considerat ca zonă-tip pentru studiul unora dintre formaţiunile la care se referă lucrarea de faţă, aşa cum sînt meoţianul, ponţianul şi dacianul.

MEOŢIANUL

Deschiderile continue de pe văile Bălăneasa şi Plopeasa oferă posibilitatea urmăririi continuităţii de sedimentare de la sarmaţian la meoţian (fig. 1 şi 5 (prof. IV, V, VI, VII şi VIII)).

Succesiunea litofaciesurilor şi a faciesurilor paleontologice arată că în întreaga regiune se pot urmări trei subetaje: meoţian inferior, meoţian mediu şi meoţian superior.

Meoţianul inferior apare bine deschis pe valea Bălăneasa. El se dispune în continuitate de sedimentare peste kersonian, care este constituit din alternanţe de marne colorate vişiniu-verzui şi gresii andezitice foarte bogate în mactre (*Mactra caspia* Eichw., *M.crasicolis* Sinz., *M. naviculata* Beily, *M. orbiculata* N. Mac. etc.). Ultimul banc de gresie andezitică, gros de 1,5 m, deşi lipsit de faună, îl atribuim tot kersonianului, deoarece petrografic este identic gresiilor lumaşelice cu mactre.

Meoţianul începe cu un pachet de marne cenuşii cu congerii necarenate de talie mică, cu *Ammonia beccarii* Linné, *Pseudamnicola sarmatica* Jek., *Pseudamnicola* (*Aluta*) *producta* Jek. etc. (tabelul nr. 1). Schimbarea

---

[1] *Geological Raport on the Berca — Arbănaşi region*, Rap. geol., 1 001, Arh. T.E.G.

[2] *Geological Raport on a detailes reconaissance in the Buzău velley between Berca and Pătîrlagele*, Rap. geol., 1 009, Arh. T.E.G.

[3] *Raport geologic asupra regiunii Petraru — Bădila (jud. Buzău)*, Rap. geol., 1 052 A.R. *Raport geologic preliminar asupra regiunii Plopeasa (jud. Buzău)*, Rap. geol., 1 038 A.R.

[4] *Raport asupra studiului faunei neogene din regiunea dintre valea Slănic şi valea Motnău*, Rap. geol., Com. geol.

[5] *Raport geologic asupra prospecţiunilor de hidrocarburi şi sare în regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Milcov*, Rap. geol., 6 221c + 6 063.

[6] *Raport geologic pentru prospecţiuni de hidrocarburi şi sare în regiunea dintre valea Bălăneasa şi valea Milcov, valea Zimbroaia*, Rap. geol., 6 221, Com. geol.

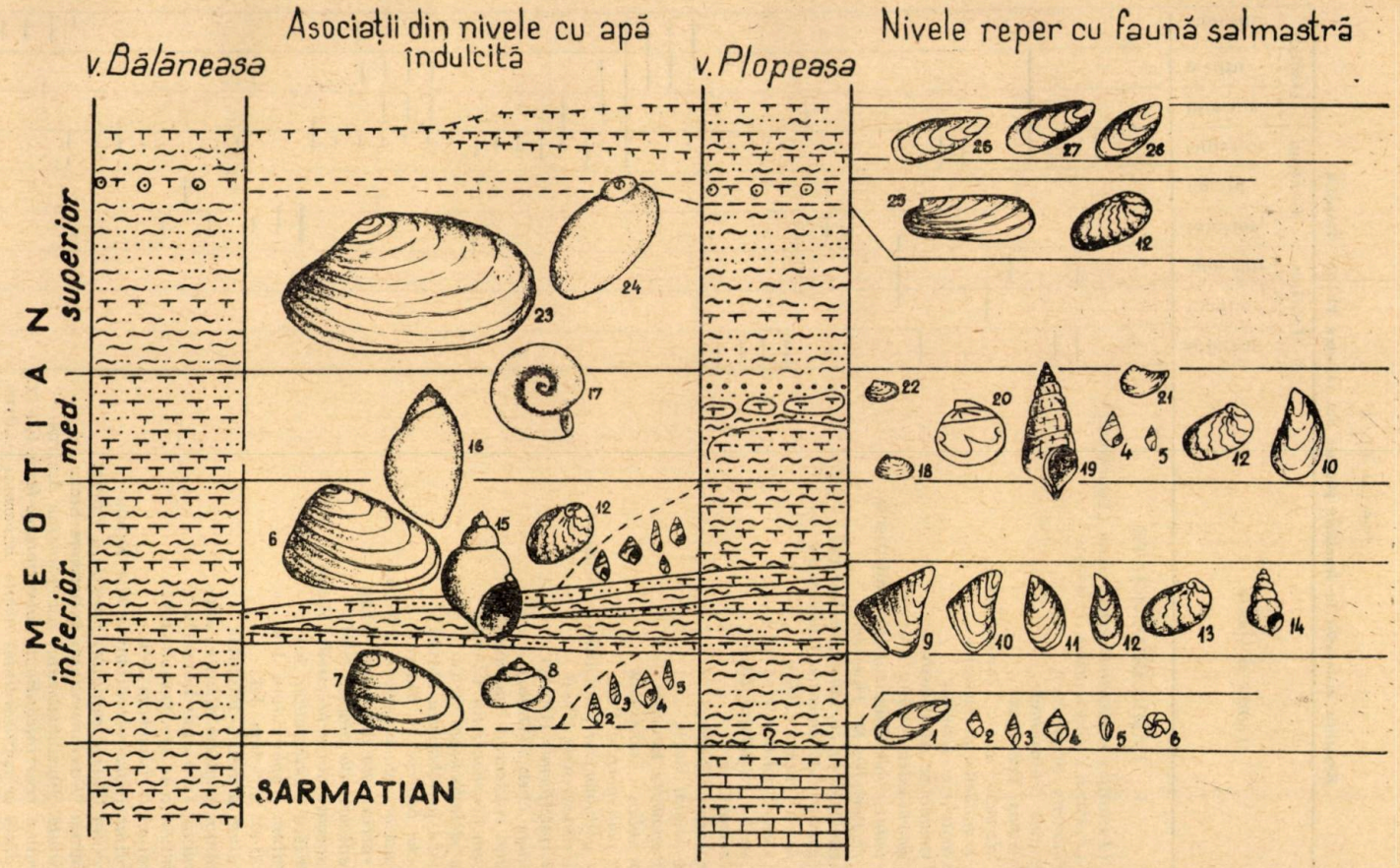


Fig. 1. — Raportul dintre rocă și asociațiile paleontologice în depozitele meoțiene.

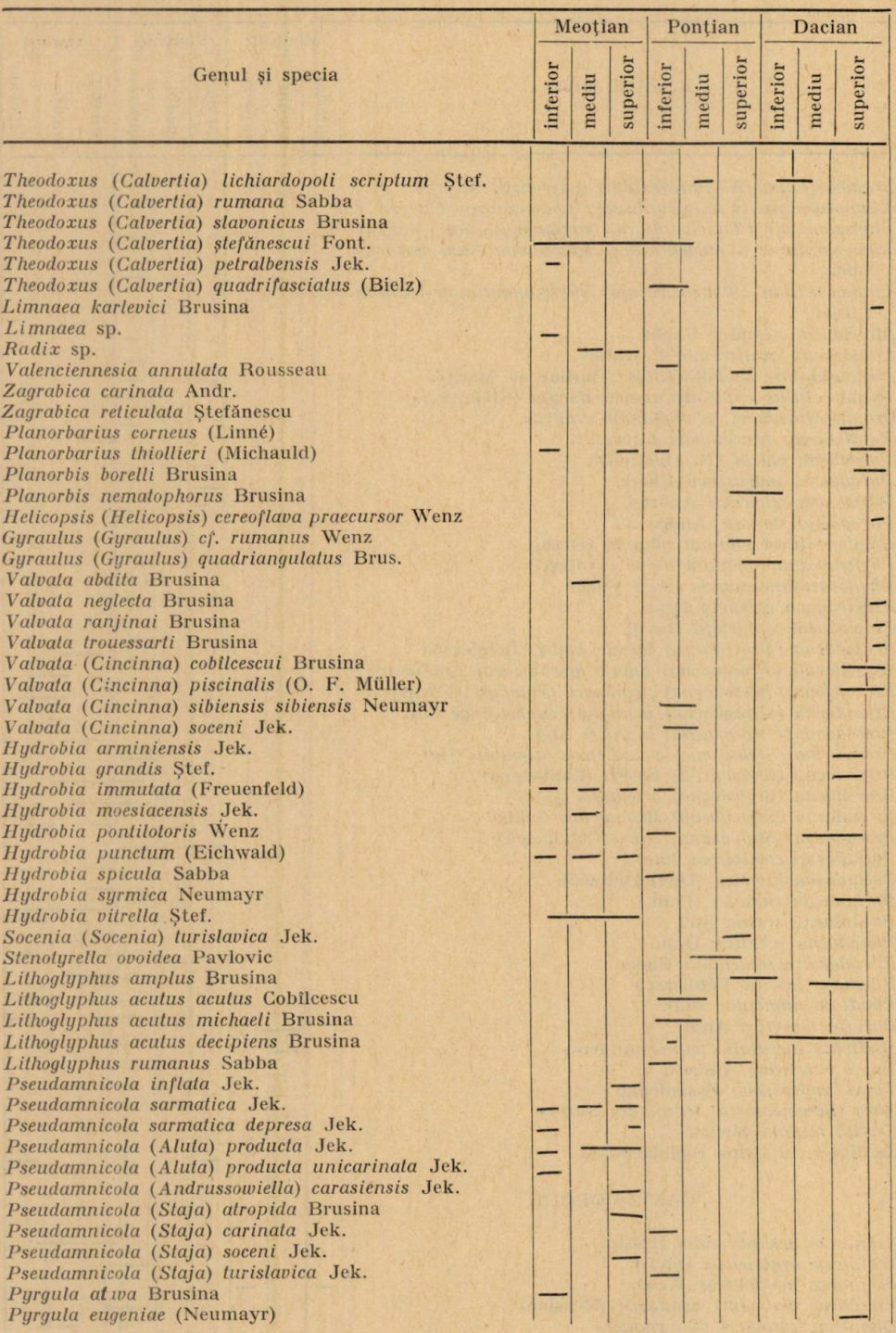
1, Congerii necarenate; *2*, *Pseudamnicola sarmatica* Jek.; *3*, *Pseudamnicola* (*Aluta*) *producta* Jek.; *4*, *Pseudamnicola sarmatica depresa* Jek.; *5*, *Pseudamnicola* (*Staja*) *atropida* Brus.; *6*, *Ammonia beccarii* L.; *7*, *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* Teis; *8*, *Helix mrazeci* Wenz; *9*, *Congeria neumayri* Andr.; *10*, *Congeria soceni soceni* Jek.; *11*, *Congeria sarmatica* Kolumdj.; *12*, *Congeria mortonfii* Lörenth.; *13*, *Theodoxus* (*Calvertia*) *stefănescui* Font.; *14*, *Caspia latior* Sansberger; *15*, *Viviparus moldavicus* Wenz; *16*, *Limnaeus* sp.; *17*, *Planorbis* sp.; *18*, *Ervilia minuta* Sinz.; *19*, *Pirenella disjunctoides* (Sinz.); *20*, *Dosinia maeotica* Andr.; *21*, *Abra* (*Scrobicularia*) *tellinoides* Sinz.; *22*, *Tapes subcurtus* Andr.; *23*, *Unio subalavus* Teiss.; *24*, *Radix* sp.; *25*, *Leptanodonta rumana* Wenz; *26*, *Congeria panticapaea panticapaea* Andr.; *27*, *Congeria novorossica novorossica* Sinz.; *28*, *Congeria novorossica modiolopsis* Andr.

Tabelul nr. 1

Repartiția moluștelor în depozitele pliocene din regiunea Pîrscov – Plopeasa

Genul și specia	Meoțian			Ponțian			Dacian		
	inferior	mediu	superior	inferior	mediu	superior	inferior	mediu	superior
LAMELIBRANHIATE									
Psilunio (*Psilunio*) *craiovensis craiovensis* (Tournouër)									
Psilunio (*Psilunio*) *subrecurvus* Teisseyre									
Unio moldavicus Ștefănescu									
Unio rumanus Tournouër									
Unio subatavus Teisseyre									
Modiola incrasata minor (Andrussow)									
Congeria brandemburgi Brusina									
Congeria marcovici Brusina									
Congeria neumayri Andrussow									
Congeria novorossica Sinzov									
Congeria panticapaea panticapaea Andrussow									
Congeria rhomboidea M. Hoernes									
Congeria rhomboidea rumana (Ștefănescu)									
Congeria subcarinata botenica Andrussow									
Congeria soceni carasi (Jek.)									
Congeria soceni politioanei (Jek.)									
Congeria soceni ringeiseni (Jek.)									
Congerii necarinate									
Dreissena caspia Eichw.									
Dreissena exigua Roth.									
Dreissena cymbula Brusina									
Dreissena pallasi Andrussow									
Dreissena pollymorpha Pall.									
Dreissena pollymorpha fluviatilis Andrussow									
Dreissena rimestiensis (Font.)									
Dreissena rostriformis (Desh.)									
Dreissenomya aperta (Desh.)									
Arcicardium subacardo Andrussow									
Arcicardium bosphoranum Eberzin									
Caladacna steindachneri Brusina									
Chartoconcha postchimeria David.									
Chartoconcha bayerni R. Hoernes									
Didacna subcarinata arcaeformis Wenz									
Didacna subcarinata luxuriosa Wenz									
Didacna subcarinata placida Ștef.									
Didacna subcarinata subcarinata Wenz									
Limnocardium denticulatum Jek.									
Limnocardium cryptornatum Jek.									
Limnocardium inflatum Jek.									
Limnocardium ornatum Pavlovic									
Limnocardium phyllocardiforme Jek.									
Limnocardium spinosum Lörenthey									
Limnocardium tenuisquamosum Jek.									
Limnocardium turislavicum Jek.									
Limnocardium (*Euxinicardium*) *nobile* Sabba									
Limnocardium (*Euxinicardium*) *paululum* Eberz.									
Limnocardium (*Euxinicardium*) *subodessae* Sinz.									
Limnocardium (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* Andrus.									
Limnocardium (*Euxinicardium*) *subsyrmiense lecta* Eberz.									
Limnocardium (*Euxinicardium*) *nobile amicorum* Andrus.									
Limnocardium (*Euxinicardium*) *insolidum* Eberz.									

Genul şi specia	Meoţian			Ponţian			Dacian		
	inferior	mediu	superior	inferior	mediu	superior	inferior	mediu	superior
Limnocardium (*Euxinicardium*) *esperanzae* Andrus.									—
Limnocardium (*Euxinicardium*) *subesperanzae* Eberz.									—
Limnocardium (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andrus.				—		—			
Limnocardium (*Tauricardium*) *subsquamulosum nasyrica* Eberz.						—			
Limnocardium (*Tauricardium*) *subsquamulosum finitima* Eberz.									—
Monodacna simplex Fuchs						—			—
Monodacna acuticostata Patrulius						—			
Pseudocatillus pseudocatillus (Barbot de Marny)				—		—			
Pseudocatillus truncatus nomen novum (Stefanovic)						—			
Oraphocardium cf. *alatoplanum* Andrus.						—			
Panticapaea praeduboisi Eberz.							—		
Paradacna abichi (R. Hoernes)				—					
Paradacna andrussowi Eberz.				—					
Paradacna retowskii Andrus.				—					
Paradacna storonis Andrus.						—			
Phyllocardium planum planum (Desh.)						—			
Phyllocardium planum lunae (Voiteşti)						—			
Phyllocardium complanatum Fuchs				—		—	—		
Plagiodacna carinata Desh.						—	—		
Plagiodacna epidemia David.						—			
Prosodacna (*Prosodacna*) *haueri haueri* Cobîlcescu							—		
Prosodacna (*Prosodacna*) *haueri porumbarui* Cobîlcescu								—	—
Prosodacna (*Prosodacna*) *neumayri neumayri* (Fuchs)								—	—
Prosodacna (*Prosodacna*) *neumayri euphrosinae* Cob.								—	
Prosodacna (*Prosodacna*) *munieri* Ştef.								—	
Prosodacna (*Stylodacna*) *cucestiensis orientalis* Ştef.						—			
Prosodacna (*Stylodacna*) *heberti* (Cobîlcescu)						—			
Prosodacna (*Stylodacna*) *orientalis* Ştef.						—			
Prosodacna (*Stylodacna*) *stenopleura* Sabba						—			
Prosadacna (*Stylodacna*) *sturi* (Cobîlcescu)						—			
Pachidacna cobîlcescui Font.				—		—			
Pachidacna duabica (Davitaschwili)							—		
Pachidacna rumana (Font.)							—		
Pachidacna serena Ştef.							—	—	
Pteradacna edentula Desh.							—		—
Pteradacna preedentula Eberz.							—		
Pisidium iasense Cobîlcescu							—		
Pisidium amnicum Müll.						—			—
Dosinia maeotica Andr.		—	—			—			
Modiolus incrasatus minor Andrus.		—							
Tapes subcurtus Andrus.		—							
Tapes andrussowi Ossaulenko		—							
Abra (*Scrobicularia*) *tellinoides* Sinzov		—							
Ervilia minuta Sinzov		—							
Cardiacee cu ţîţîna replidacnoidă				—					—
GASTEROPODE									
Viviparus achantinoides (Desh.)							—		
Viviparus argesiensis (Ştef.)						—			
Viviparus moldavicus Wenz	—		—						
Viviparus neumayri neumayri (Brusina)						—			
Viviparus rumanus (Tournouer)								—	


Genul şi specia
Meoţian
Ponţian
Dacian
inferior
mediu
superior
inferior
mediu
superior
inferior
mediu
superior
Theodoxus (Calvertia) lichiardopoli scriptum Ştef.
Theodoxus (Calvertia) rumana Sabba
Theodoxus (Calvertia) slavonicus Brusina
Theodoxus (Calvertia) ştefănescui Font.
Theodoxus (Calvertia) petralbensis Jek.
Theodoxus (Calvertia) quadrifasciatus (Bielz)
Limnaea karlevici Brusina
Limnaea sp.
Radix sp.
Valenciennesia annulata Rousseau
Zagrabica carinata Andr.
Zagrabica reticulata Ştefănescu
Planorbarius corneus (Linné)
Planorbarius thiollieri (Michauld)
Planorbis borelli Brusina
Planorbis nematophorus Brusina
Helicopsis (Helicopsis) cereoflava praecursor Wenz
Gyraulus (Gyraulus) cf. rumanus Wenz
Gyraulus (Gyraulus) quadriangulatus Brus.
Valvata abdita Brusina
Valvata neglecta Brusina
Valvata ranjinai Brusina
Valvata trouessarti Brusina
Valvata (Cincinna) cobîlcescui Brusina
Valvata (Cincinna) piscinalis (O. F. Müller)
Valvata (Cincinna) sibiensis sibiensis Neumayr
Valvata (Cincinna) soceni Jek.
Hydrobia arminiensis Jek.
Hydrobia grandis Ştef.
Hydrobia immutata (Freuenfeld)
Hydrobia moesiacensis Jek.
Hydrobia pontilotoris Wenz
Hydrobia punctum (Eichwald)
Hydrobia spicula Sabba
Hydrobia syrmica Neumayr
Hydrobia vitrella Ştef.
Socenia (Socenia) turislavica Jek.
Stenotyrella ovoidea Pavlovic
Lithoglyphus amplus Brusina
Lithoglyphus acutus acutus Cobîlcescu
Lithoglyphus acutus michaeli Brusina
Lithoglyphus acutus decipiens Brusina
Lithoglyphus rumanus Sabba
Pseudamnicola inflata Jek.
Pseudamnicola sarmatica Jek.
Pseudamnicola sarmatica depresa Jek.
Pseudamnicola (Aluta) producta Jek.
Pseudamnicola (Aluta) producta unicarinata Jek.
Pseudamnicola (Andrussowiella) carasiensis Jek.
Pseudamnicola (Staja) atropida Brusina
Pseudamnicola (Staja) carinata Jek.
Pseudamnicola (Staja) soceni Jek.
Pseudamnicola (Staja) turislavica Jek.
Pyrgula ativa Brusina
Pyrgula eugeniae (Neumayr)

Genul şi specia	Meoţian			Ponţian			Dacian		
	inferior	mediu	superior	inferior	mediu	superior	inferior	mediu	superior
Pyrgula incisa Fuchs								—	
Pyrgula ungarica Brusina	—								
Carasia infida Jek.	—								
Prososthenia rădmănești (Fuchs)									—
Micromelania (*Goniochillus variabilis*) Lörenthey						—			
Caspia dybowskyi Brusina									—
Caspia laevigata Jek.			—						
Caspia latior (Sandberger)	—	—							
Bythinella eugenii Jek.		—	—						
Bulimus (*Bulimus*) *croaticus* (Pillar)									—
Bulimus (*Bulimus*) *spoliatus* (Ştef.)									—
Bulimus (*Tylopoma*) *speciosus* (Cobîlcescu)								—	
Emmericia candida Neumayr									—
Emmericia rumana Tournouer									—
Melanopsis carasiensis Jek.						—	—		
Melanopsis (*Melanopsis*) *decollata* Stoliczka				—		—	—		—
Melanopsis (*Melanopsis*) *bergeroni* (Ştef.)									—
Melanopsis (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brusina									—
Melanopsis (*Lyrcaea*) *slavonica* Neumayr									—
Melanoides (*Stenomelania*) *abchasica* (Seninski)									—
Pirenella disjunctoides (Sinzov)		—	—						

bruscă a coloraţiei rocii, precum şi prezenţa congeriilor, pot fi considerate ca argumente pentru trasarea limitei kersonian — meoţian. Această limită corespunde probabil unei schimbări bruşte a salinităţii, care a provocat mortalitatea accentuată a faunei ihtiologice. Pe lîngă genul *Clupaea testis* Kok. şi *Scopelus debilis* Kok., întîlnite şi în miocen, deosebit de frecvente sînt speciile genului *Gobius* (*G. laevis* Weil., *G. francofurtanus* Kok., *G. telleri* Schub. şi specii de gobiide care par a fi specii noi.

În continuare, succesiunea de marne cenuşii cu hidrobiide şi bancuri de gresii cu unionide şi viviparide este aceeaşi ca în celelalte sectoare ale Depresiunii Pericarpatice. Subliniem în mod deosebit prezenţa a trei nivele de gresie oolitică cu congerii carenate (*Congeria neumayri* Andr., *C. soceni soceni* Jek., *C. soceni carasi* Jek., *C. moldavica politioanei* Jek., *C. soceni ringeiseni* Jek., *C. sarmatica* Koiumdj., *C. moldavica* Andr., *C. mortonfii* Lörenth.), precum şi frecvenţa mare a genurilor *Theodoxus ştefănescui* Font. şi *Caspia latior* (Sandberger), la nivelul gresiilor cu congerii carenate, foarte clar vizibile pe valea Plopeasa.

Faptul că în zonele în care meoţianul este transgresiv apare un singur nivel cu congerii carenate poate fi interpretat fie ca o condensare de faciesuri în zona de ţărm, fie că sedimentarea a început o dată cu al treilea nivel cu congerii carenate.

Peste aceste nivele cu congerii carenate, în regiunea Pîrscov — Plopeasa, urmează un al doilea pachet, în care alternanţele de marne şi gresii lumaşelice cu hidrobiide se succed, la intervale mai mult sau mai puţin egale, cu marne şi nisipuri cu unionide, viviparide, planorbide şi limneide. Aceasta face ca aspectul litologic general al meoţianului să fie destul de asemănător cu cel al sarmaţianului, cu singura deosebire că

locul lumaşelelor calcaroase, specifice sarmaţianului, este luat de gresiile cu unionide, viviparide şi *Theodoxus*.

Succesiunea pe verticală a pachetelor litologice, precum şi compoziţia petrografică a gresiilor, dau meoţianului inferior aspectul unei formaţiuni de molasă. Grosimea lui este de circa 150 m.

Meoţianul mediu, a cărui succesiune completă a fost urmărită pe valea Plopeasa (fig. 1), litologic este reprezentat prin nisipuri uneori uşor cimentate, alteori cu concreţiuni sau cruste grezoase. Fauna din aceste depozite este dominată de asociaţiile salmastre.

În comparaţie cu alte zone în care s-a încercat o separare a nivelelor paleontologice din meoţianul mediu (I o a n a P a n ă, 1966), pe valea Plopeasa, pot fi urmărite patru nivele paleontologice: în bază nivelul cu *Ervilia minuta* Andr., apoi nivelul cu *Pirenella caspia* Andr., *Pirenella disjunctoides* Sinz., nivelul cu *Dosinia maeotica* Andr. şi nivelul cu remanieri de faună salmastră, la care se adaugă ca element nou genul *Tapes* (tabelul nr. 1).

În meoţianul mediu se întîlneşte o bogată faună de hidrobiide, *Theodoxus* (*Calvertia*) *ştefănescui* (Font.) şi otolite de peşti. Dintre peşti, mai frecvent se întîlneşte genul *Gobius*, care apare în toate nivelele paleontologice ale meoţianului mediu. În nivelul cu *Ervilia*, pe lîngă genul *Gobius*, apar şi resturi de peşti care au fost determinate ca *Otolithus* sp., deoarece nu au un corespondent în fauna actuală. În nivelul cu *Pirenella*, frecvent se întîlneşte *Gobius tenui* Weil., iar în nivelul cu *Dosinia* apare *Gobius niger* Kok. Menţionăm faptul că *Gobius niger* Kok. a fost întîlnit şi în alte regiuni din Depresiunea Pericarpatică în acelaşi nivel, ceea ce ar constitui un argument în considerarea acestei specii ca fiind caracteristică pentru meoţianul mediu; celelalte specii de gobiide au o răspîndire mai largă în depozitele pliocene (I o a n a P a n ă, 1965).

Prezenţa fructificaţiilor de *Chara* în toate nivelele paleontologice ale meoţianului mediu arată că sedimentarea avea loc într-o zonă destul de apropiată de ţărm, unde se putea dezvolta această floră eurihalină. Grosimea meoţianului mediu este de circa 90 m.

Meoţianul superior, cu o grosime de circa 160 m, atît litologic, cît şi paleontologic prezintă multe afinităţi cu meoţianul inferior. Litologic, este alcătuit din nisipuri şi gresii cu alternanţe de marne cenuşii-verzui, uneori chiar cu o tentă roşcată. Fauna este repartizată pe nivele paleontologice, dintre care unele concordă cu nivelele reper din alte regiuni ale Depresiunii Pericarpatice. În bază, se urmăreşte nivelul cu *Unio subrecurvus* Teiss. Al doilea nivel, în afară de unionide, are în număr egal de exemplare de *Viviparus moldavicus* Wenz. Foarte bine dezvoltat este nivelul cu *Leptanodonta rumana* Wenz, plasat la maximum 30 m sub nivelul cu *Congeria novorossica* Sinz., care marchează limita superioară a meoţianului.

Deşi în regiunile învecinate sub nivelul cu *Leptanodonta* este citat un nivel cu congerii carenate (I o a n a P a n ă, 1963 şi 1966), în sectorul Pîrscov — Plopeasa nu a fost întîlnit. Este posibilă o lacună de observaţie. Subliniem, de asemenea, că nivelul cu *Congeria novorossica* Sinz. apare reprezentat prin trei bancuri decimetrice, care se succedă la distanţe mici, încît grosimea totală a nivelului cu *novorossica* nu depăşeşte

2 m. Întrucît în toate aceste trei lumaşele cu *novorossica* nu apar încă genuri de cardiacee, considerăm că limita meoţian-ponţian trebuie trasată deasupra ultimului nivel, moment care corespunde cu apariţia primelor cardiacee.

Deosebit de frecvente în meoţianul superior sînt ostracodele. Dintre acestea, *Camptocypria labiata* Zalany, *Cypris abscissa* Reuss, *Cytherideea panonica* formează adevărate erupţii. Mai puţin frecvente sînt *Lineacypris trapezoides* Zalany, *Leptocythere* sp., *Cytherella* sp.

Nivelele paleontologice din meoţian rămîn constante, indiferent dacă faciesul este marnos, nisipos sau grezos. Aceasta subliniază şi mai mult valoarea de fosile caracteristice ale unora din speciile puţin luate în considerare, cum sînt congeriile necarenate de la limita inferioară şi superioară a etajului, congeriile carenate şi *Leptanodonta rumana* Wenz. Repartiţia faunelor pe nivele paleontologice este un argument în sprijinul ipotezei variaţiilor de salinitate, care au fost foarte accentuate în timpul meoţianului. Cu excepţia meoţianului mediu salmastru, cu salinitatea apropiată de a sarmaţianului (genurile *Ervilia*, *Pirenella*, *Tapes*, *Abra*, *Hydrobia* se continuă din sarmaţian în meoţian), meoţianul inferior şi superior se caracterizează prin alternanţe de faciesuri salmastre (cu congerii şi hidrobiide), cu faciesuri limnice sau uşor salinizate, în care abundă unionidele şi viviparidele. Numărul nivelelor cu unionide diferă de la un sector la altul, dar rămîn constante nivelele cu congerii. Prezenţa congeriilor a fost semnalată de mult şi în depozitele sarmaţiene din Depresiunea Pericarpatică (I. Rădulescu şi A. Damian, 1966) sau în Platforma Moldovenească (P. Jeanrenaud, 1963). Continuarea aceluiaşi tip de congerii în meoţian ar fi un argument în plus pentru atribuirea meoţianului la ciclul de sedimentare miocen, cu care are atît de multe afinităţi litologice şi mai ales paleontologice.

PONŢIANUL

Spre deosebire de meoţian, care prezintă afinităţi cu sarmaţianul ponţianul se diferenţiază clar atît litologic, cît şi paleontologic. Valea Plopeasa, valea Tîrcov, Valea Seacă permit stabilirea unei stratigrafii amănunţite, precum şi urmărirea schimbărilor litologice şi a faciesurilor paleontologice.

Pe valea Plopeasa (fig. 2 şi 5 (prof. IV)), peste ultimul nivel cu *Congeria novorossica* Sinz. se dezvoltă un pachet de marne cu *Paradacna abichi* R. Hoern., care către partea superioară are o intercalaţie de lumaşel marnos cu monodacne şi didacne, gros de 1 m, lumaşel ce aminteşte de faciesul de tip Odesa întîlnit în depresiunea Şoimari. Peste această intercalaţie lumaşelică se continuă marnele cu *Paradacna abichi*, apoi se face o trecere gradată către nisipurile cu structură torenţială, unde cea mai abundentă fosilă este *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* Cob. Acest pachet corespunde ponţianului mediu cu *Congeria rhomboidea* M. Hoern. din alte sectoare ale regiunii pericarpatice.

Ponţianul superior se conturează ca un pachet de strate marnoase nisipoase cu o faună foarte bogată. În baza ponţianului superior, abundă monodacnele şi didacnele, apoi se întîlnesc foarte frecvente exemplare de *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andr., iar la partea

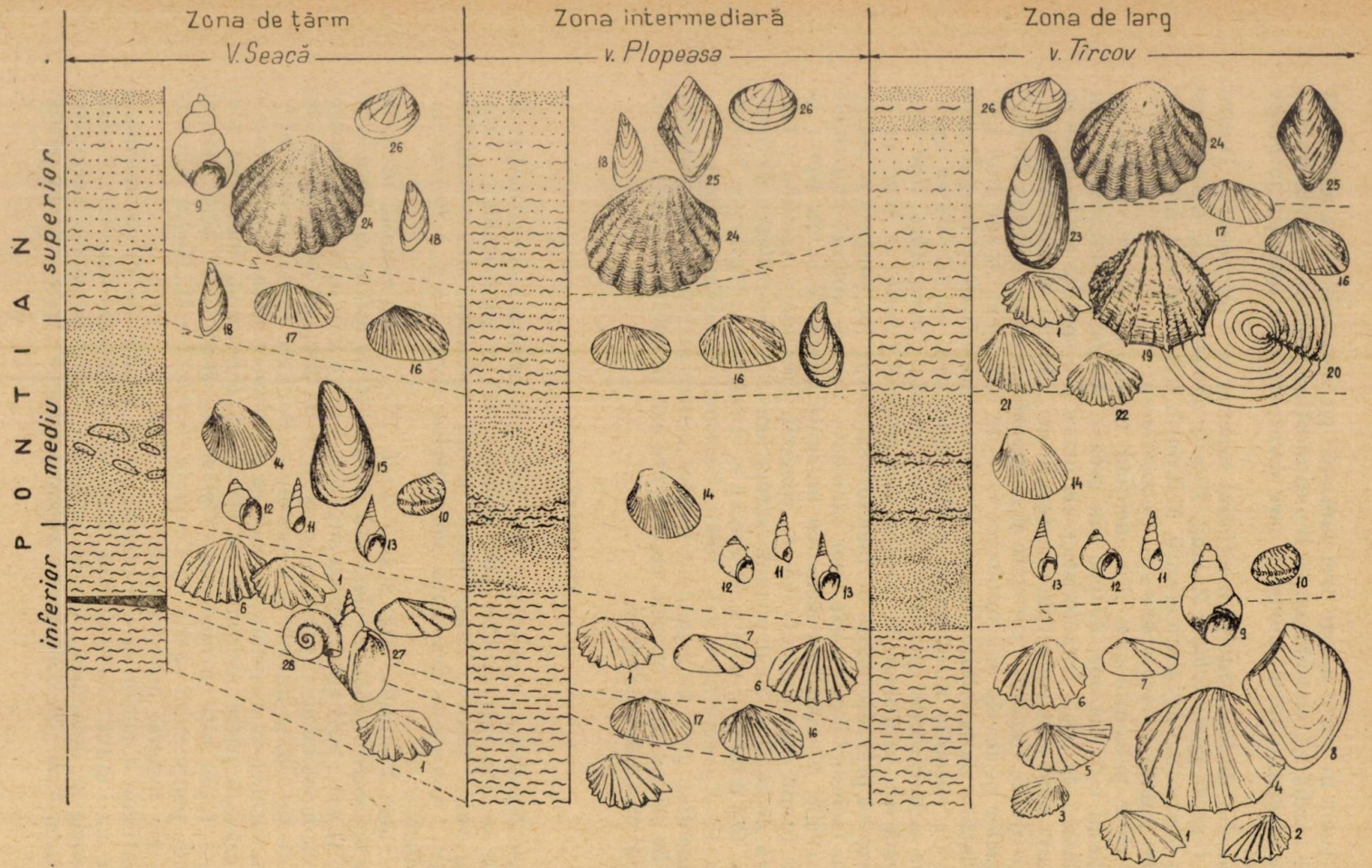


Fig. 2. — Raportul dintre rocă și asociațiile paleontologice în depozitele ponțiene.

1, Paradacna abichi R. Hoern.; *2, Paradacna andrussowi* Eberz.; *3, Paradacna abichi minor* Eberz.; *4, Paradacna radiata* Stev.; *5, Paradacna chartacaea* Brus.; *6, Paradacna okrughici* Brus. *7, Parvidacna planicostata* Stev.; *8, Congeria rhomboidea rumana* (Ştef.); *9, Viviparus argesiensis* (Ştef.); *10, Theodoxus slavonicus* Brus.; *11, Hydrobia spicula* Sabba; *12, Lithoglyphus acutus acutus* Cob.; *13, Melanopsis (Melanopsis) decollata* Stoliczka; *14, Prosodacna (Stylodacna) sturi* (Cob.); *15, Congeria subcarinata botenica* Andr.; *16, Didacna subcarinata subcarinata* Wenz; *17, Monodacna* sp.; *18, Dreissena* sp.; *19, Caladacna steindachneri* Brus.; *20, Valenciennius annulatus* Rous.; *21, Paradacna retowsckii* Andr.; *22, Paradacna storonis* Andr.; *23, Dreissenomya aperta* (Desh.); *24, Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* Andr.; *25, Congeria brandenburgi* Brus.; *26, Phyllocardium planum planum* (Desh.).

superioară un lumaşel în care, alături de *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andrus., devin foarte numeroase congeriile de tip *marcovici*, *brandenburgi*, dar mai ales *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dreissena rimestiensis* (Font.).

O succesiune asemănătoare se poate urmări şi pe Valea Seacă (fig.2). În ponţianul inferior se constată că echivalentul lumaşelului cu monodacne şi didacne este reprezentat printr-o intercalaţie de apă dulce cu planorbide şi limneide, care trece gradat la al doilea nivel marnos cu paradacne, care, pe lîngă numeroasele specii de *Paradacna*, are şi rare exemplare de *Parvidacna planicostata* Stev. Marea varietate a paradacnelor din ponţianul inferior a fost deja semnalată (I o a n a P a n ă, 1968).

Trecerea de la ponţianul inferior la cel mediu este marcată în acest sector de o intercalaţie subţire de marnă cărbunoasă.

Ponţianul mediu este reprezentat prin aceleaşi nisipuri cu structură torenţială, foarte bogate în *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* (Cob.), grupate sub formă de lentile. Uneori, în aceste lentile lumaşelice se întîlnesc exemplare de *Congeria subcarinata botenica* Andr. Local, lumaşelele pot fi cimentate, apărînd sub diferite forme de concreţiuni calcaroase, grezoase, putînd să ajungă pînă la 3—4 m diametru. Structura torenţială a nisipurilor este subliniată de cruste cărbunoase. Ponţianul superior este identic cu cel de pe valea Plopeasa.

Pe valea Tîrcovului (fig. 2 şi 5 (prof. V)), ponţianul inferior şi mediu este dezvoltat în acelaşi facies şi cu aceeaşi asociaţie de faună ca şi în restul regiunii, cu singura deosebire că în ponţianul inferior nu se mai întîlneşte intercalaţia de apă dulce, astfel încît paradacnele asociate cu *Congeria rhomboidea rumana* (Ştef.) sînt răspîndite în tot ponţianul inferior. Mai diferit apare ponţianul superior, care, litofacial, se caracterizează prin marea dezvoltare a marnelor. Aceasta explică de ce şi faciesul paleontologic apare deosebit, şi anume locul monodacnelor, didacnelor şi al exemplarelor de *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andr. este luat de paradacne asociate cu *Caladacna steindachneri* Brus. Spre deosebire de exemplarele de *Caladacna* din ponţianul inferior, acestea sînt de talie foarte mare şi adeseori asociate cu *Valenciennius annulatus* Rous. şi *Didacna subcarinata luxuriosa* Wenz. Acolo unde faciesul devine mai nisipos, dispar paradacnele şi caladacnele, iar didacnele de talie mare apar asociate cu numeroase exemplare de *Dreissenomya aperta* (Desh.), *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Chartoconcha bayerni* R. Hoern., *Micromelania* (*Goniochillus*) *variabilis* Lörenth., *Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* (Cob.), viviparide, melanopside etc. (tabelul nr. 1). Acestea dovedesc că o dată cu schimbarea litofaciesului a avut loc şi o modificare a salinităţii.

Celelalte moluşte din asociaţia ponţiană sînt genuri euribiante, fără să caracterizeze intervale stratigrafice, nici modificările de salinitate. Între acestea, citäm ca mai frecvente *Lithoglyphus*, *Emmericia*, *Bulimus*, *Theodoxus*, *Melanopsis*, *Pseudocatillus*, *Monodacna*, *Didacna*, *Hyriopsis* etc. (tabelul nr. 1).

Privit în ansamblu, ponţianul din această regiune se deosebeşte de cel din sectoarele învecinate, atît ca litofacies, cît mai ales prin conţinutul paleontologic. Cea mai importantă modificare se constată la nivelul ponţianului mediu, deoarece salinitatea mai scăzută a dus la formarea intercalaţiilor cărbunoase şi dezvoltarea cu precădere a genului *Prosodacna* (*Stylo-*

dacna)sturi (Cob.), care înlocuieşte nivelul cu *Congeria rhomboidea* M. Hoern. Îndulcirea a început din ponţianul inferior, cînd intercalaţia de apă dulce sau cu monodacne şi didacne separă două nivele cu paradacne. Fauna din ponţianul superior este diferită în funcţie de litofaciesul fiecărui sector în parte.

Dispunînd de cele două repere stratigrafice, nivelul cu *novorossica* şi nivelul cu *Phyllocardium*, putem face aprecieri asupra grosimii generale a ponţianului, grosime care depăşeşte 1 000 m în nordul regiunii (valea Sărăţelului — la est de Căneşti — profilul I) şi scade la circa 600 m în partea sudică (Măgura — Tîrcov, profilul VII).

Variaţia de grosime reiese şi din profilele anexate, profile care arată totodată tectonica specifică a acestui sector cu replieri în cadrul depozitelor pliocene, replieri care au indus în eroare pe unii cercetători, în special în aprecierea grosimii depozitelor ponţiene şi daciene. Grosimea subetajelor din ponţian se apreciau după schimbările litologice. S-a dovedit că litofaciesul nu este constant în tot sectorul, motiv pentru care şi faciesul paleontologic este variat, iar reperele stratigrafice sînt dificil de fixat. De aceea nu se pot face deocamdată aprecieri asupra grosimii subetajelor donţianului.

DACIANUL

Interesant prin succesiunea litologică oferită, dar mai ales prin cea paleontologică, dacianul din această regiune nu depăşeşte 300 m grosime. Litologic este reprezentat prin două complexe : nisipos, grezos, lumaşelic în partea inferioară şi nisipos, argilos cu intercalaţii de cărbuni în partea superioară (fig. 3 şi 5 (prof. V, VI şi VII)). Succesiunea paleontologică permite însă separarea a trei intervale stratigrafice, care prin faciesurile paleontologice ne dau posibilitatea descifrării evoluţiei geologice a acestei regiuni.

Dacianul inferior este caracterizat paleontologic printr-o mare dezvoltare a genului *Pachidacna*, concentrat în 5—7 nivele paleontologice, cele bazale păstrînd unele genuri apărute în ponţian, iar ultimele fiind asociate cu prosodacne şi viviparide caracteristice dacianului mediu (tabelul nr. 1). Acest amestec de faună ponţiană şi daciană în nivelele cu pachidacne a făcut pe unii autori să ataşeze dacianul inferior la ponţian (Marieta Pauliuc, 1964), iar pe alţi autori să-l considere ca o unitate stratigrafică cu valoare de etaj (etajul geţian — I. Motaş, 1963) [7].

Într-o lucrare anterioară (Ioana Pană şi K. Müntz, 1966) s-a arătat că pachidacnele, atît ca dezvoltare a dentiţiei, cît şi ca structură a ornamentaţiei externe, pot fi considerate ca forme de origine ale prosodacnelor din dacianul mediu. Aceasta justifică considerarea nivelului cu pachidacne în baza dacianului, etaj care paleontologic reprezintă etapa de dezvoltare a unei linii filogenetice de cardiide specifice bazinului dacic, şi anume prosodacnelor.

[7] *Corelarea formaţiunilor pliocene din subcarpaţii Munteniei şi Depresiunii Getice*, Rap. geol., Com. geol., 1963.

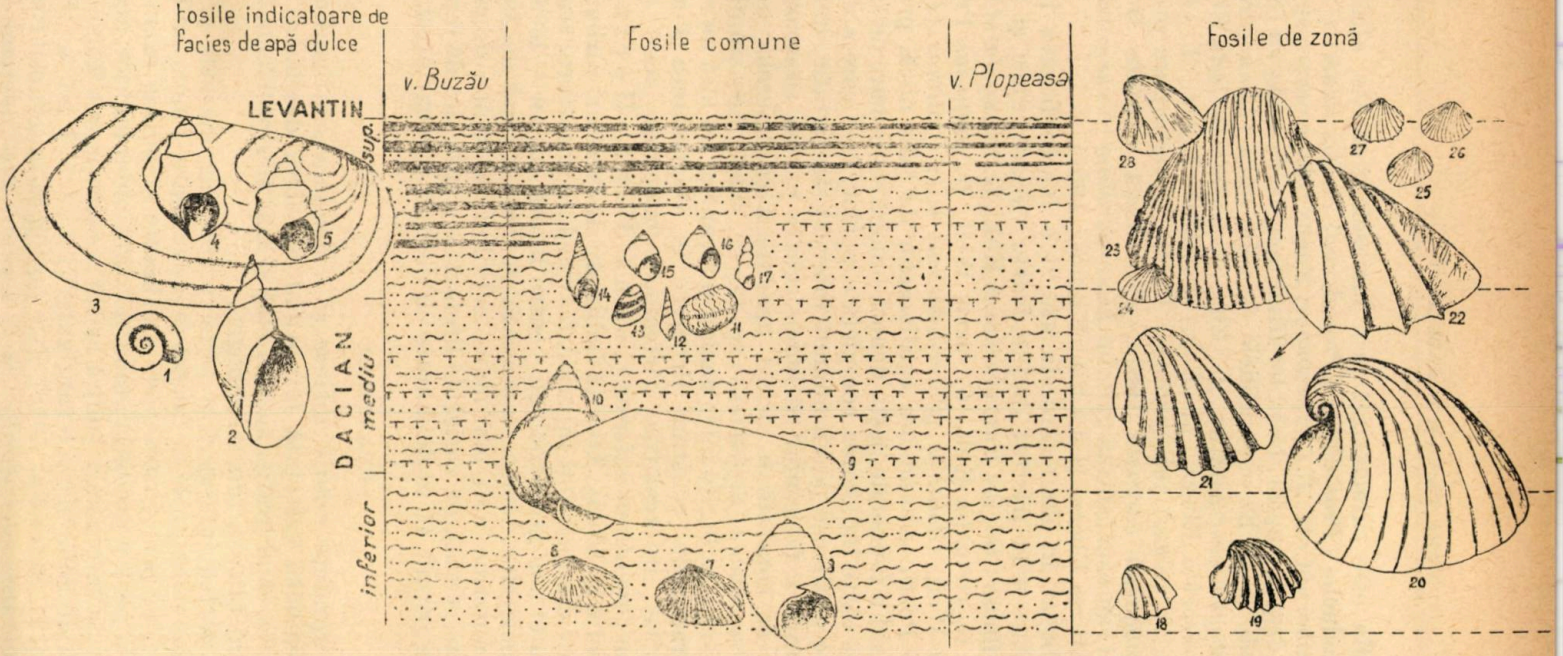


Fig. 3. — Raportul dintre rocă și asociațiile paleontologice în depozitele daciene:

1, Planorbis sp.; *2, Limnaeus* sp.; *3, Hyriopsis* sp.; *4, Viviparus bifarcinatus* Bielz; *5, Viviparus desmanianus* Brus.; *6, Monodacna* sp.; *7, Didacna* sp.; *8, Viviparus achatinoides* (Desh.); *9, Unio rumanus* Tourn.; *10, Viviparus rumanus* (Tourn.); *11, Theodoxus* (*Calvertia*) *lichiardopoli scriptus* Ștef.; *12, Hydrobia grandis* Ștef.; *13, Theodoxus* (*Calvertia*) *quadrifasciatus* (Bielz.); *14, Melanopsis* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neumayr; *15, Lithoglyphus acutus mihaeli* Brus.; *16, Bulimus* (*Bulimus*) *spoliatus* (Ștef.); *17, Pyrgula eugeniee* (Neumayr); *18, Pachidacna duabica* Davitaș; *19, Pachidacna cobîlcescui* Font.; *20, Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* (Cob.); *21, Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri haueri* Cob.; *22, Prosodacna* (*Prosodacna*) *neumayri neumayri* (Fuchs); *23, Prosodacna* (*Stylodacna*) *zamphiri* Cob.; *24, Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* Andr.; *25, Limnocardium* (*Euxinicardium*) *esperanzae* Andr.; *26, Limnocardium* (*Euxinicardium*) *nobile amicorum* Andr.; *27, Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum finituma* Eberz.; *28, Prosodacna* (*Stylodacna*) sp. (ex gr. *sturi*).

Dacianul mediu este caracterizat prin lumaşele grezoase, alcătuite în special din prosodacne (*Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri haueri* (Cob.), *P.* (*P.*) *haueri porumbarui* Cob., *P.* (*P*) *neumayri* Fuchs ; către partea superioară, prosodacnele dispar treptat, locul lor fiind luat de *Prosodacna* (*Stylodacna*) *zamphiri* Cob. şi de limnocardiidele de talie mică (*Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* Andrus., *L.* (*Eux.*) *subsyrmiense lecta* Eberz., *L.* (*Eux.*) *nobile amicorum* Eberz., *L.* (*Eux.*) *insolidum* Eberz., *L.* (*Eux.*) *esperanzae* Andrus., *L.* (*Eux.*) *subesperanzae* Eberz., *Panticapaea praeduboisi* Eberz., *Plagiodacna carinata* Desh., *Pteradacna edentula* Desh.), precum şi de ultimii reprezentanţi ai genului *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum finitima* Eberz. (I o a n a P a n ă, 1967).

Acest nivel bogat în limnocardiide are şi o foarte bogată faună ihtiologică, de la care s-au păstrat otolite foarte variate, dinţi şi solzi. Mai frecvent se întîlnesc : *Gobius francofurtanus* Kok., *G. triangularis* Weil, *G. intimus* Proch., *G. vicinalis* Kok., *G. laevis* Weil, *G. pretiosus* Proch., *Sciaena moguntina* Weil, *Otolithus* (*Sciaenidarum*) sp. ; *Otolithus* (*Percidarum*) *acuminatus* Posth. Abundenţa cardiaceelor de talie mică, precum şi mortalitatea bruscă a faunei de peşti, denotă o nouă schimbare de salinitate, care a evoluat către îndulcirea completă a apelor, fapt care a dus la înlocuirea faunei de cardiacee pe un anumit interval stratigrafic, interval cu o mare dezvoltare a faciesului cărbunos. Către partea superioară a nivelului cărbunos se constată o ultimă apariţie a cardiaceelor de tip dacian, şi anume *Prosodacna* (*Stylodacna*) sp. (ex gr. *sturi*). Această ultimă apariţie am considerat-o ca limită între dacian şi levantin. Ea însă nu reprezintă un reper stratigrafic constant deoarece în Depresiunea Pericarpatică, la acest nivel, intercalaţiile cărbunoase înlocuiesc acest nivel, continuîndu-se şi în levantinul inferior (I o a n a P a n ă, H o r t a n s a B ö n i g şi R. B o t e z, 1968). Această îndinţare de faciesuri cărbunoase cu faciesuri nisipoase din dacianul superior, foarte clare în sectorul studiat, poate fi utilizată ca etalon geocronologic pentru limita dacian — levantin.

Grosimea depozitelor daciene, apreciată de noi ca fiind de 300 m, a fost considerată anterior mult mai mare, neţinîndu-se seama de reliefurile care afectează acest etaj, de variaţiile litofaciale şi mai ales de reperele paleontologice, care permit să se delimiteze cu destulă precizie acest etaj.

LEVANTINUL

Deşi ocupă suprafeţe relativ întinse şi o grosime stratigrafică de circa 450 m, în regiunea cercetată levantinul nu oferă deschideri care să permită descifrarea stratigrafiei acestui etaj şi mai ales problema apartenenţei lui la ciclul pliocen sau antropogen.

Litologic, în partea inferioară a seriei predomină marnele şi nisipurile, pentru ca apoi pietrişurile să devină predominante. Fauna întîlnită, reprezentată în special prin gasteropode euribiante şi puţine exemplare de unionide, ar pleda pentru prezenţa numai a levantinului inferior, aceasta cu atît mai mult cu cît în regiunea sudică există o succesiune a faunei care permite orizontarea de amănunt a levantinului (I o a n a P a n ă, H o r t a n s a B ö n i g şi R. B o t e z, 1968). Este posibil ca în sectorul Pîrscov — Plopeasa sedimentarea pietrişurilor să fi început mai devreme decît în regiunea mai sudică, ele nepermiţînd dezvoltarea faunei de moluşte levantine.

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
PÎRSCOV-PLOPEASA

0 250 500 750 1 Km

Legendă:

- Q — Cuaternar
- N_2l — Levantin
- N_2d — Dacian
- N_2p — Pontian
- N_2m — Meotian
- N_1s — Sarmatian
- N_1bg — Buglovian
- N_1t — Tortonian
- N_1h — Helvetian
- Limită normală între forme și pachete litologice
- Limită de discordanță
- Ax de anticlinal
- Ax de sinclinal
- Falie de gradul I
- Falie de gradul II

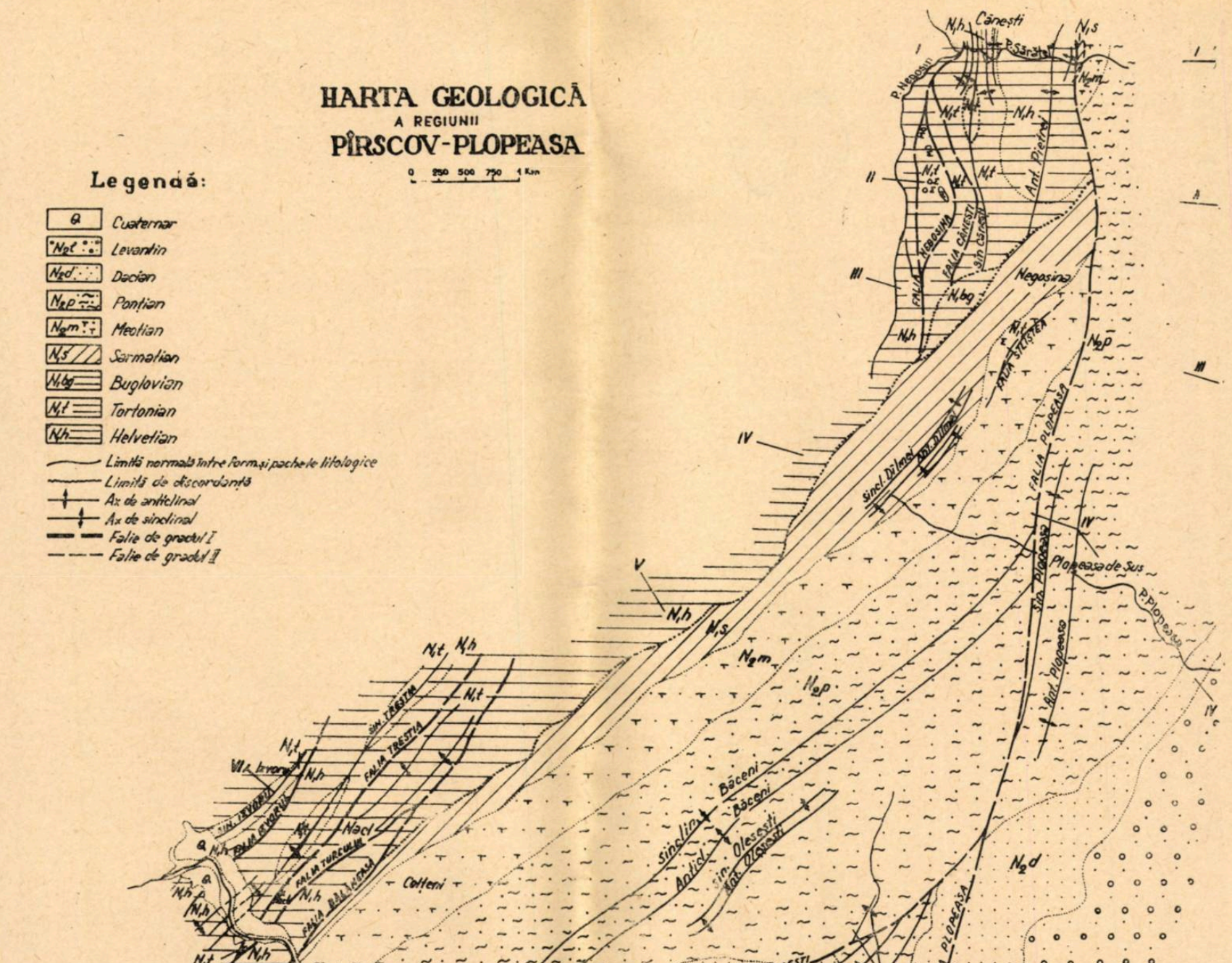


Fig. 4.

SECȚIUNI GEOLOGICE
PRIN REGIUNEA
PÎRSCOV PLOPEASA

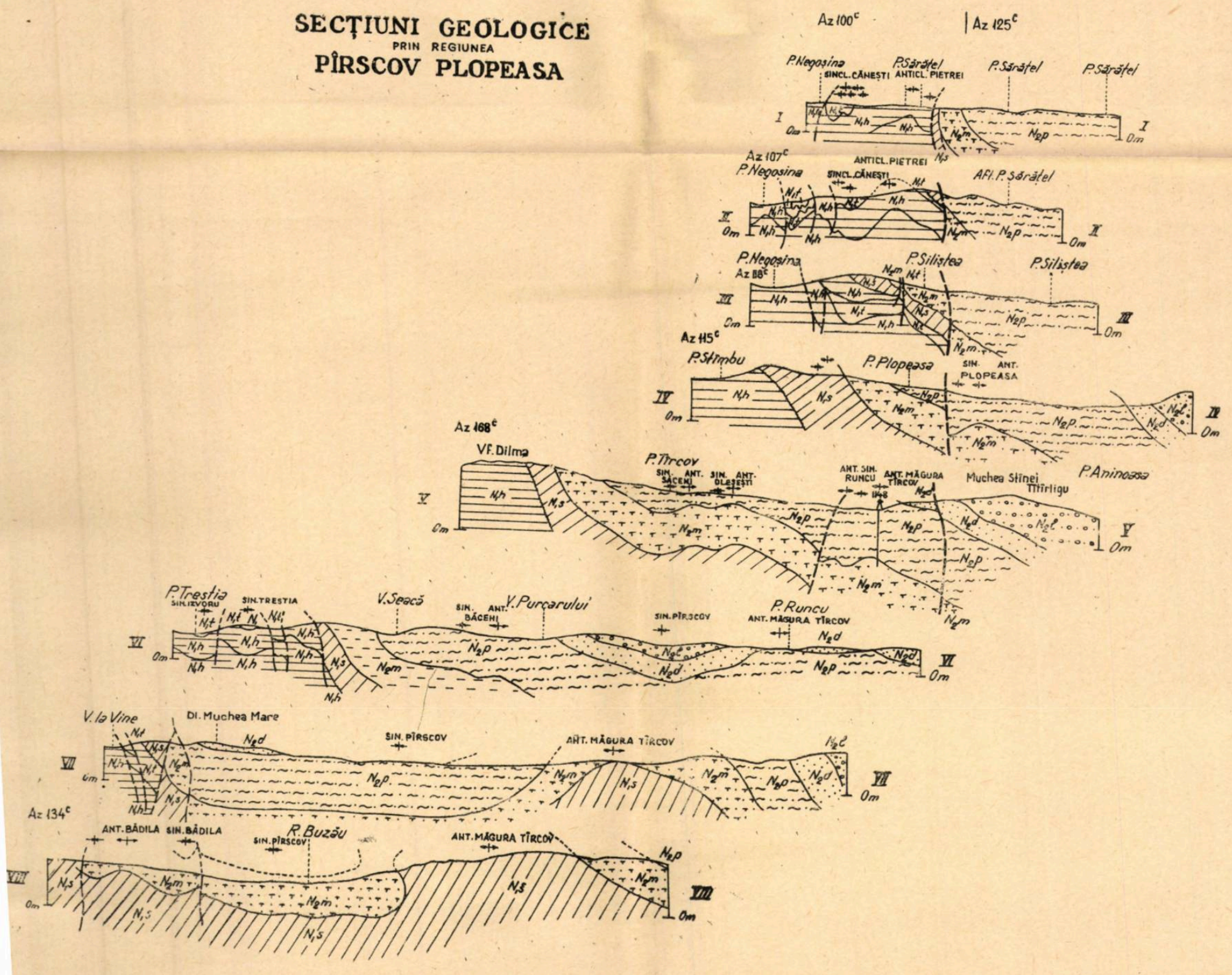


Fig. 5.

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
OKMÁNYTÁRI BÉLYEGZŐ
1963

CONCLUZII

Stratigrafia regiunii Pîrscov — Plopeasa, deşi se încadrează în stratigrafia generală a neogenului din Depresiunea Pericarpatică, prezintă totuşi o serie de particularităţi :

— Continuitatea de sedimentare dintre sarmaţian şi meoţian permite precizarea limitei paleontologice dintre aceste două etaje.

— Pentru meoţian specifică este divizarea nivelelor stratigrafice reper în două sau trei nivele, care se dezvoltă pe o grosime stratigrafică mai mare decît în sectoarele învecinate.

— Schimbările de salinitate sînt însoţite de o mortalitate accentuată atît a faunei de moluşte care formează lumaşelele (organisme bentonice) cît şi a faunei ihtiologice (organisme nectonice).

— Succesiunea nivelelor cu faună salmastră cu cele cu faună de apă dulce arată că şi în această regiune a avut loc o continuă variaţie a salinităţii.

— Ponţianul oferă mai puţine fosile caracteristice (nivele paleontologice reper), dar poate constitui un exemplu de legătură între faciesul paleontologic şi litofacies.

— Variaţia asociaţiilor paleontologice din ponţian, faţă de sectoarele învecinate, este legată de îndulcirea mai accentuată a apelor în acest sector, îndulcire care face ca în ponţianul mediu să apară frecvente intercalaţii cărbunoase, care au dus la modificarea conţinutului paleontologic.

— Fosile care erau considerate caracteristice, cum sînt paradacnele, se dovedesc a fi numai fosile de facies, care reapar de cîte ori se instalează faciesul marnos.

— Dezvoltarea dacianului din regiune, cu toate că prezintă unele particularităţi, este pînă în prezent una din cele mai complete secţiuni pentru sectorul de curbură din estul Carpaţilor.

— Cele trei etape de dezvoltare ale cardiaceelor (dezvoltarea pachidacnelor, a prosodacnelor şi a stilodacnelor asociate cu limnocardiide de talie mică) permit o împărţire în trei subetaje a acestui interval stratigrafic.

— Urmărit comparativ cu sectoarele vestice şi estice cele mai apropiate, dacianul superior arată o schimbare de facies, în sensul îmbogăţirii nivelelor cărbunoase, care înlocuiesc parţial sau total nivelele cu cardiacee mici şi cu ultimele prosodacne, specifice acestei regiuni.

În afară de levantin, care nu oferă situaţii clare de teren, prezentarea celorlalte trei etaje cu particularităţile lor încearcă să aducă o nouă contribuţie la lămurirea stratigrafiei terţiarului nou şi mai ales la fixarea unor repere paleontologice care să poată fi urmărite şi în alte sectoare ale Depresiunii Pericarpatice sau, eventual, să permită o paralelizare cu bazinele învecinate.

STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DE PÎRSCOV—PLOPEASA

RÉSUMÉ

Dans la région de Pîrscov—Plopeasa on peut suivre une continuité de sédimentation du Sarmatien et du Méotien. Le Méotien commence par un niveau à Congéries non carénées et à hidrobiides. A l'étage méotien

on peut identifier des niveaux paléontologiques repères (le niveau à Congéries non carénées, le niveau à Congéries carénées — dans le Méotien inférieur ; le niveau à *Ervilia*, le niveau à *Pirena*, le niveau à *Dosinia*, le niveau à *Tapes* — dans le Méotien moyen ; le niveau supérieur à Congéries carénées, le niveau à Leptanodontes, le niveau à *Novorossica* — dans le Méotien supérieur), qui se maintiennent sans égard aux dépôts intercalés, à associations de faune d'eau douce ou d'eau saumâtre. Ces niveaux repères, représentés en d'autres régions par une seule couche, sont divisés dans cette région en deux ou trois couches.

Au Pontien, l'instabilité du lithofaciès et de la salinité a conduit à d'importantes modifications du contenu paléontologique, même dans le cadre de ce périmètre restreint. Le genre *Paradacna*, considéré comme caractéristique pour le Pontien inférieur, réapparaît toutes les fois qu'intervient un lithofaciès marneux-argileux. *Congeria rhomboidea* M. Hoern., caractéristique pour le Pontien moyen, est remplacé partiellement ou totalement par une faune euribiante, dominée par *Prosodacna* (*Stybodacna*) *sturi* (Cob.). A ce niveau apparaissent parfois des exemplaires isolés de *Congeria subcarinata botenica* Andr. et de *Chartoconcha bayerni* R. Hoern, dont le nombre s'accroît dans le Dacien. Le Pontien supérieur a la faune la plus variée, elle représente l'apogée du développement de la faune pontienne sous tous les rapports. Leur mortalité en masse à la fin du Pontien a conduit à la formation de la lumachelle, caractérisée particulièrement par la présence des genres *Phyllocardium planum planum* (Desh), *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum* Andr., *Congeria marcovici* Brus., *Congeria brandemburgi* Brus. Il n'est pas possible de séparer des niveaux repères au Pontien, tout au plus des associations qui se remplacent en fonction de la lithologie et de la salinité. Les seuls fossiles ayant une distribution stratigraphique plus stricte sont : *Congeria rhomboidea* M. Hoern., pour le Pontien et *Congeria brandemburgi*, pour le Pontien supérieur.

Au Dacien, outre les fossiles indicateurs d'eau douce ou les fossiles communs, on peut suivre trois étapes de développement des Cardiacées ; la première étape est dominée par le genre *Pachidacna* (Danien inférieur), la seconde par *Prosodacna haueri haueri* Cob., la troisième par *Prosodacna* (*Prosodacna*) *neumayri* (Fuchs). Parallèlement à ces trois genres, dont certains sont endémiques, se développent de nombreuses Limnocardides de petite taille qui deviennent prédominantes vers la fin du Dacien. La limite Dacien/Levantin est marquée par les dernières apparitions de *Prosodacna* (*Stylodacna*) du type *sturi*. Lorsque la zone est envahie par le lithofaciès marécageuse la faune caractéristique disparaît (Dacien supérieur).

Le Levantin n'offre pas de situations claires.

Par l'aspect des lithofaciès, par le contenu paléontologique, et surtout par les *Congeria* qu'il contient, le Méotien paraît être intimement lié au Sarmatien, représentant la dernière étape de développement du Miocène, tandis que le Pontien, le Dacien et le Levantin représentent les trois étapes de développement du Pliocène, étapes prouvées par l'évolution des genres moins euribiants, représentés par des Congéries et des Limnocardides.

BIBLIOGRAFIE

Cobîlcescu Gr. (1883), *Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărîmuri terţiare din România*, Mem. geol. Şc. milit., Iaşi.

— (**1885**), *Über die Geologische Beschaffenheit des Gebirges in norden von Buzău*, Verh. k.k. Geol. R.A., Viena.

Filipescu M. G. (1937), *Études géologiques dans la région comprise entre la vallées du Slănic et Bisca Mică*, Bul. Lab. miner. gen. al Univ. Bucureşti, **II**.

— (1940), *Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Telecjen et du Slănic — Bisca Mare (Buzău)*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXIII**, Bucureşti.

Filipescu M. G., Hanganu Elisabeta (1966), *Asupra vîrstei şi orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpaţi*, St. cerc. geol., **11**, *1*.

Hanganu Elisabeta, Negoiţă Fl. (1967), *Contribuţii la trasarea limitei miocen pliocen pe bază de ostracode*, St. şi cerc. geol., geof. geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

Jenrenaud P. (1963), *Contributions à l'étude des couches à faune d'eau douce du sarmatien de la Plate-forme Moldave*, An. şt., Univ. „Al. I. Cuza", secţ. a II-a, **IX**, Iaşi.

Kolesnicov U. P. (1935), *Paleontologhia SSSR*, **X**, ciasti 2, Sarmatskie moliuski, Akad. SSSR. Paleont. Inst., Leningrad.

Macovei Gh. (1915—1916), *Structura geologică a văii Buzău între Păltineni şi valea Buzău*, D.S. Inst. geol. Rom., **VII**.

Oncescu N. (1941—1942), *Raport asupra ridicărilor geologice efectuate în regiunea Ruşavăţ, vîrful Pănătău, Pietrari, Sarea lui Buzău, în timpul campaniei de lucru 1941*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXX**.

Pană Ioana (1962), *Contribuţii la cunoaşterea moluştelor de talie mică din depozitele pliocene (congeriile din grupa modioliformе)*, An. Univ. Bucureşti, Seria geologie-geografie, *31*.

— (1963), *Quelques observations concernant l'importance des congéries pour la stratigraphie du Pliocène des Subcarpates de la R.P. Roumanie*, Lucr. Cong. Asoc. carp.-balc., Varşovia.

— (1965), *Otolite pliocene din regiunea de curbură a Carpaţilor*, St. cerc. geol., geof., geografie, seria geologie **X**, *1*, Bucureşti.

— (1966), *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Bălăneasa*, Com. geol., St. teh. econ., Seria J, *1*.

— (1967), *Elemente noi în fauna de cardiacee pliocene din bazinul văii Buzău*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

— (1968), *Espèces du genre Paradacna dans les dépôts pliocènes de la courbure des Carpathes*, Trav. Muséum d'Hist. Nat. „Gr. Antipa", **XIII**, *Le Centennaire Gr. Antipa 1867—1967*, Bucureşti.

Pană Ioana, Müntz K. (1966), *Date noi asupra dacianului de pe valea Sărăţelului*, Rev. petrol şi gaze *4*, Bucureşti.

Pană Ioana, Bönig Hortensia, Egiez R. (1968), *Elemente noi în fauna levantină din regiunea Buzău*, Rev. petrol şi gaze, Bucureşti.

Pauliuc Marieta (1964), *Date noi cu privire la fauna pliocenă din sud-vestul Depresiunii Şoimari*, An. Univ. Bucureşti, Seria geologie-geografie, *2*.

Preda M. D. (1921—1924), *Geologia şi tectonica părţii de răsărit a judeţului Prahova*, An. Inst. geol. Rom., **X**.

Protescu O. (1915—1916), *Cercetări geologice în regiunea subcarpatică a districtului Buzău*, D.S. Inst. geol. Rom., **VII**.

— (1928), *Structure géologique des subcarpates dans la partie meridionale du district de Buzău*, C.R. Inst. Géol. Roum. **XIII**.

Rădulescu I., Damian A. (1966), *Asupra vîrstei stratelor de Andreiaşu*, Rev. petrol gaze, *7*.

Rădulescu I., Pană Ioana, Bönig Hortensia (1969), *Unele probleme ale stratigrafiei miocenului dintre Căneşti şi Trestia (regiunea Buzău)*, Rev. petrol gaze, **XX**, *7*.

Simionescu I., Barbu I. (1940), *La faune sarmatienne de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., **III**.

Stoica C. (1952), *Consideraţii privind stratigrafia neogenului din valea Buzău*, D.S. Inst. geol. Rom., **XLV**.

Teisseyre W. (1897), *Studii geologice în jud. Buzău*, Bul. Soc. ing. de mine, **I**, fasc. 2—3, Bucureşti.

Primit la redacţie
la 4 iunie 1969

Facultatea de geologie-geografie a Universităţii Bucureşti

STUDIUL PALEOECOLOGIC AL LAMELIBRANHIATELOR TORTONIENE DE LA COȘTEIUL DE SUS

DE

GERTRUDA RADO

Zona golfului mării tortoniene din regiunea Coșteiul de Sus, constituit în prezent din sedimente cu o compoziție litologică puțin variată, oferă condiții ideale pentru un studiu paleoecologic, deoarece depozitele se dispun direct peste eruptivul de la Bulza și cuprind o bogată asociație da faună și floră, cu o compoziție generică și specifică foarte variată, într-o excelentă stare de conservare.

Studiul efectuat are drept scop explicarea condițiilor de viață și a modului de trai al unora dintre organismele fosile întîlnite în aceste depozite.

Reconstituirea mediului fizic și dependența organismelor de diferiți factori abiotici au constituit problema de bază în cele mai multe dintre cercetările actuale. S-a acordat o atenție mai redusă stabilirii relațiilor biotice dintre organismele care au trăit în trecut. Abia în ultimul timp au apărut o serie de lucrări în care s-au reconstituit relațiile biotice temporare și permanente dintre organisme în biocenozele din trecutul geologic (D. Aeger, 1961; R. F. Gekker, 1966; B. A. Zaharov, 1966).

Studiul ecologic al faunei tortoniene de la Coșteiul de Sus s-a făcut prin metoda analizei comparative cu fauna actuală, datorită faptului că majoritatea genurilor de lamelibranhiate determinate se întîlnesc și în mările actuale, iar un număr de 14 specii sînt identice cu cele care trăiesc azi în mediul marin.

Studiul paleontologic al asociației de la Coșteiul de Sus a constituit obiectul a numeroase lucrări, începînd din anul 1852 (J. Neugeboren, 1852; L. Loczi, 1882; O. Boettger, 1896 și 1906; D. Iacob, 1948; Gertruda Rado, 1965 *a*, 1965 *b*, 1966; A. Dușa, 1965; V. Ghiurcă și A. Dușa, 1966). Autorii precizează, pe baza speciilor determinate, vîrsta tortoniană a depozitelor în care au fost găsite fosilele.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 193–212, București, 1970

Tabelul nr. 1

Răspîndirea geografică a asociației de lamelibranhiate de la Coșteiul de Sus

Nr. crt.	Numele speciilor / Răspîndire	Baz. Acvitaniei	Baz. Vienei	Ungaria	Bulgaria	Baz. Beiuș	Baz. Zarand	Sălaj	Șimleul Silvaniei	Lăpugiu	Buituri	Bahna	Meliceşti	Ucraina subcarpatică	Crivineni V. Muscelului
●1	*Nucula nucleus* L.		+	+	+	+				+	+		+	+	
●2	*Nuculana* (*Sacella*) *nitida* Brocc.		+							+					
●3	*Nuculana* (*Sacella*) *fragilis* (Chemn.)	+	+	+	+					+	+	+		+	+
4	*Nuculana* (*Sacella*) *fragilis* var. *gracilis* Bogsch			+											
5	*Arca dichotoma* Hörn.		+												
6	*Arca noae* L.		+	+	+				+	+	+			+	+
7	*Anadara diluvii* (Lamk.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+
8	*Barbatia* (*Acar*) *clathrata* (Defr.)	+	+	+	+					+				+	+
9	*Barbatia* (*Acar*) *clathrata* var. *acanthis* (Font.)	+			+									+	+
●10	*Barbatia barbata* L.	+	+	+	+					+	+	+	+	+	+
●11	*Arcopsis* (*Arcopsis*) *lactea* L.		+	+	+		+							+	
12	*Arcopsis* (*Arcopsis*) *pepillifera* (Hörn.)		+		+							+		+	
●13	*Pectunculus deshayesi* May.		+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+
●14	*Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi obtusata* (Partsch)		+	+	+	+									
●15	*Limopsis anomala* Eichw.		+	+		+			+			+		+	
16	*Pleurodon ovalis* Wood		+			+					+				
●17	*Pecten* (*Flabelipecten*) *besseri* Andrz.		+	+	+	+			+	+	+	+		+	
18	*Chlamys* (*Chlamys*) *gloria-maris* Dub.														+
19	*Chlamys* (*Chlamys*) *seniensis* (Lamk.)		+	+	+	+								+	
20	*Chlamys* (*Oopecten*) cf. *solarium* Lamk.		+	+		+								+	
●21	*Amussium* (*Amussium*) *cristatum* var. *badensis* Sacco		+	+	+	+			+	+		+		+	
22	*Lima* (*Limatula*) *subauriculata* Mont.	+	+	+										+	
23	*Lima* (*Mantellum*) *inflata* Chemn.	+	+	+	+						+			+	
●24	*Ostrea digitalina* Dub.	+	+		+	+	+	+	+	+	+		+	+	+

●25	*Ostrea cochlear* Poli		+	+	+	+	+		+	+		+				
26	*Spondylus deshayesi* Micht.	+														
27	*Spondylus crassicosta* var. *vindobonensis* Sacco				+											
28	*Spondylus* sp.															
29	*Plicatula ruperella* Duj.	+	+											+		
30	*Anomia ephippium* var. *rugulosostriata* Bronn.	+	+	+	+	+		+		+	+	+		+		
31	*Septifer superbus* Hörn.	+	+													
32	*Musculus marginatus* (Eichw.)		+	+										+		
33	*Musculus conditus* (May.)		+	+												
34	*Astarte triangularis* Mont.		+	+										+		
35	*Cardita* (*Cardiocardita*) *partschi* Goldf.	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+	+	+	
36	*Cardita* (*Megacardita*) *juanneti* Bast.	+	+	+			+				+		+		+	
37	*Cardita* (*Cardita*) *hippopea* Bast.	+	+								+					
38	*Beguina* (*Arcinella*) *elongata* Bronn.	+	+		+									+		
39	*Glans* (*Glans*) *turnoueri* May.	+								+	+					
40	*Glans* (*Glans*) *raulini* Cossm. et Peyr.	+														
41	*Lucina* (*Linga*) *columbella* var. *basteroti* Ag.	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	
●42	*Lucina* (*Myrtea*) *spinifera* Mont.	+	+	+	+					+				+		
●43	*Lucina* (*Dentilucina*) *michelotti* May.	+	+	+	+									+		
44	*Phacoides* (*Cardiolucina*) *agassizi* Micht.	+	+	+	+									+		
45	*Phacoides orbicularis* Desh.	+		+												
46	*Loripes dentatus* (Defr.)	+	+	+	+					+	+			+		
●47	*Loripes dujardini* Desh.	+	+	+	+	+				+	+			+		
48	*Divaricella* (*Lucinella*) *ornata* (Ag.)	+	+	+	+				+		+		+	+	+	
49	*Codakia* (*Jagonia*) *exigua* Eichw.		+	+							+			+		
50	*Codakia* (*Jagonia*) *decussata* (Costa)			+	+				+					+		
51	*Taras trigonula* Bronn.	+	+	+										+		
52	*Erycina ambigua* Nyst.		+													
53	*Mysella duvergeri* Cossm. et Peyr.	+														
54	*Lutetia nitida* Reuss			+										+		
55	*Chama gryphoides* L.	+	+	+	+		+			+	+	+		+		
56	*Chama gryphina* Lamk.		+		+						+	+				
57	*Cardium* (*Acanthocardia*) *preechinatum* Hilb.													+	+	
●58	*Cardium* (*Parvicardium*) *pappilosum* Poli	+	+	+	+		+			+				+		

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. crt.	Numele speciilor / Răspîndire	Baz. Acvitaniei	Baz. Vienei	Ungaria	Bulgaria	Baz. Beiuş	Baz. Zarand	Sălaj	Şimleul Silvaniei	Lăpugiu	Buituri	Bahna	Meliceşti	Ucraina subcarpatica	Crivineni V. Muscelului
59	*Cardium* (*Ringicardium*) *hians* var. *danubiana* May.		+	+	+		+							+	
60	*Cardium* sp.													+	
● 61	*Cardium paucicostatum* Sow.	+		+	+										
62	*Laevicardium* (*Discors*) *acvitanicum* var. *laevinflata* Sacco		+		+										
63	*Laevicardium* (*Trachicardium*) cf. *multicostatum* Brocc.		+	+		+	+			+	+	+			
● 64	*Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* Lamk.	+	+		+				+	+	+			+	+
● 65	*Venus* (*Venus*) *verrucosa* var. *tauroverrucosa* Sacco	+	+	+	+										
● 66	*Venus* (*Venus*) *plicata* Gmel.		+	+		+	+					+			
67	*Chione* (*Clausinella*) *basteroti* Desh.	+	+	+	+					+	+			+	
68	*Dosinia adansoni* Phil.		+				+								
69	*Timoclea* (*Timoclea*) *ovata* Pernn.	+	+	+	+									+	
70	*Pitar* (*Calista*) *chione* L.			+	+						+			+	
71	*Pitar* (*Pitar*) *rudis* (Poli)				+										
72	*Cytherea pedemontana* Ag.		+				+								
73	*Tellina saucatensis* Benoist	+								+					
74	*Tellina* sp.													+	
75	*Gastrana fragilis* Chemn.	+	+	+										+	
76	*Donax intermedia* Hörn.	+	+											+	
77	*Ervilia pussila* Eichw.		+		+				+					+	
78	*Hiatella arctica* L.		+	+										+	+
● 79	*Corbula* (*Corbula*) *basteroti* Hörn.		+	+			+				+			+	
● 80	*Corbula* (*Corbula*) *carinata* Duj.		+	+	+		+	+			+		+	+	+
● 81	*Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* Ol.		+	+	+	+	+		+		+	+		+	+
82	*Pteria* sp.					+									

● Specii menţionate anterior.

Lamelibranhiatele, deși reprezentate prin genuri și specii variate, nu au fost studiate pînă în prezent.

Unii dintre cercetătorii menționați au citat liste cu lamelibranhiatele întîlnite, referindu-se numai la speciile de dimensiuni mari, foarte frecvente, caracteristice pentru depozitele tortoniene din regiunea Coștei.

Primele date privind lamelibranhiatele tortoniene din această regiune se găsesc în lucrarea lui J. Neugeboren (1852).

În lucrările ulterioare, ale lui L. Loczi (1882), O. Boettger (1896, 1906), D. Iacob (1948) și A. Duș a[1] (1965), se găsesc menționate specii de lamelibranhiate dintre care unele noi pentru regiunea cercetată.

Depozitele tortoniene de la Coșteiul de Sus sînt reprezentate prin două faciesuri, caracterizate prin asociații diferite de faună și floră.

Dispus direct peste eruptivul de la Bulza, reprezentat prin diabaze, se întîlnește un facies litoral calcaros, bogat în *Lithothamnium*, hexacorali (*Heliastrea conoidea* Reuss, *H. reussiana* M. Edw. et H., *Lithophyllia ampla* Reuss etc.) și moluște conservate sub formă de mulaje. Faciesul marnos, de adîncime mai mare, întîlnit pe Valea Gemenii, Valea Negrilesii, Valea Caselor, Valea Popii și Valea Scurții, este reprezentat prin marne cenușii-albăstrui dure, compacte, cu intercalații de marne nisipoase și nisipuri foarte bogat fosiliere.

Pe Valea Gemenii se întîlnesc cele două faciesuri ale tortonianului, putîndu-se urmări trecerea de la calcarele cu *Lithothamnium* la seria marnoasă fosilieră.

Obiectul prezentei lucrări l-au constituit lamelibranhiatele din faciesul marnos.

Cochiliile acestor moluște, ca de altfel toată fauna și flora determinată, sînt într-o stare de conservare foarte bună. Speciile determinate sînt reprezentate prin populații numeroase cu indivizi în toate stadiile de dezvoltare, de la forme embrionare la indivizi adulți. Nu se remarcă o sortare sau o orientare particulară a fosilelor în strat, ceea ce indică o asociație autohtonă care a trăit pe locul în care s-a fosilizat. Concluzia este de altfel confirmată de faptul că au fost găsite colonii de *Heliastrea* în poziția din timpul vieții și sporangiofori de dasicladacee, care, datorită fragilității lor, nu suportă nici un transport.

Asociația de lamelibranhiate este constituită din 82 de specii (tabelul nr. 1), din care 27 de specii au fost menționate în lucrările anterioare, iar 55 de specii sînt pentru prima dată citate în regiune; dintre acestea, 35 de specii sînt de talie mică, nedepășind cîțiva milimetri în stadiul adult.

Pentru a putea stabili procentul de participare a diferitelor grupe de organisme în depozitele tortoniene, am efectuat analize cantitative ale marnelor de pe Valea Gemenii, Valea Negrilesii, Valea Caselor, Valea Popii (tabelul nr. 2). Compoziția foarte variată a fosilelor întîlnite dovedește existența unor condiții foarte favorabile ale mediului în bazinul de la Coșteiul de Sus.

După cum reiese din analizele efectuate, procentul de lamelibranhiate în asociația de viețuitoare din depozitele tortoniene studiate, cu

[1] *Studii geologice pe valea Mureșului în regiunea Valea Mare — Pojoga — Coșteiul de Sus — Bulza cu privire specială asupra stratigrafiei depozitelor mezozoice și terțiare*, Autoreferat, București.

excepția Văii Gemenii (12,1%), este destul de redusă (1—4,18%) (fig. 1—4, tabelul nr. 2). Cu toate acestea, ele reprezintă un grup de moluște foarte caracteristice bazinelor marine.

Tabelul nr. 2

Răspîndirea numerică a organismelor în tortonianul de la Coșteiul de Sus

Grupe sistematice	Nr. exemplare la un gr. probă spălată			
	V. Gemenii	V. Negrilesii	V. Caselor	V. Popii
Foraminifere	435	146	651	619
Gasteropode	74	136	9	221
Lamelibranhiate	121	14	25	11
Ostracode	94	3	23	19
Scafopode	38	3	2	3
Echinide (plăci, radiole)	206	5	38	6
Viermi	—	9	—	7
Briozoare	16	17	1	1
Brahiopode	—	1	2	—
Otolite	4	—	4	—
Dasicladacee	110	—	—	7
TOTAL	998	334	755	894

În repartizarea piramidală a hranei (Piramida lui Elton), lamelibranhiatele, împreună cu gasteropodele ierbivore, constituie un nivel superior. Ele formează hrana de bază a animalelor carnivore din asociație, fapt dovedit de numeroasele cochilii fosile găsite găurite de aceste animale.

Studiul lamelibranhiatelor fosile din depozitele tortoniene ne-a permis să reconstituim mediul de trai abiotic și să stabilim relațiile biotice dintre lamelibranhiate și celelalte animale cu care au trăit în biocenoză.

Bazinul de la Coșteiul de Sus este un golf al mării tortoniene, de dimensiuni relativ reduse, cu o salinitate normală de tip polihalin (30—35‰). Această concluzie este confirmată de existența în depozitele tortoniene a următoarelor specii care trăiesc în mările actuale :

Nucula nucleus L.
Nuculana (*Sacella*) *fragilis* L.
Arca noae L.
Arcopsis (*Arcopsis*) *lactea* L.
Pectunculus pilosus L.
Lima subauriculata Mont.
Lima inflata Chemn.
Ostrea cochlear Poli
Anomia ephippium L.
Chama gryphoides L.
Venus verrucosa L.
Pitar rudis L.
Hiatella arctica L.
Corbula gibba Ol.

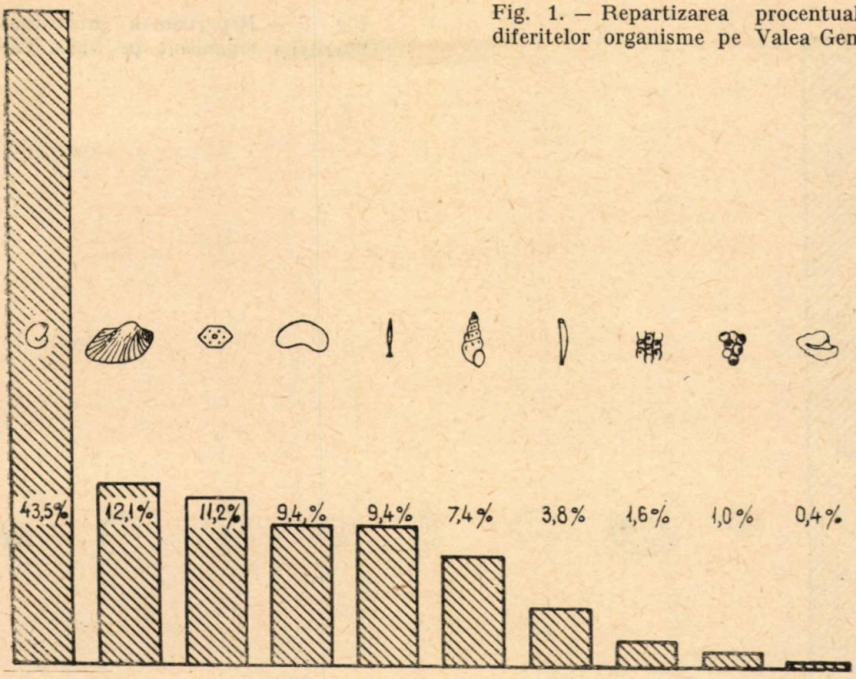


Fig. 1. — Repartizarea procentuală a diferitelor organisme pe Valea Gemenii.

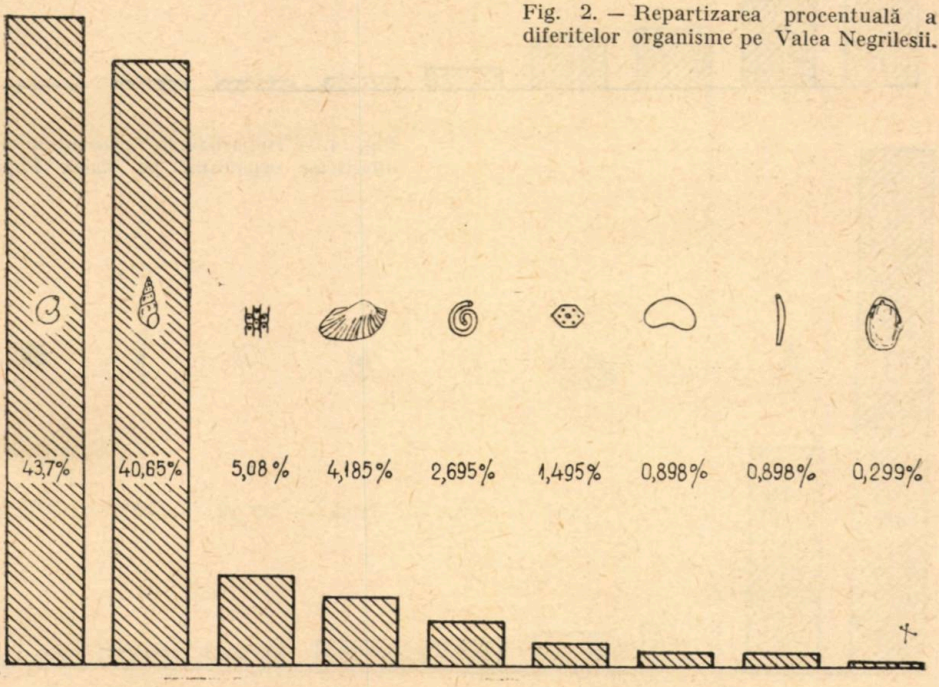


Fig. 2. — Repartizarea procentuală a diferitelor organisme pe Valea Negrilesii.

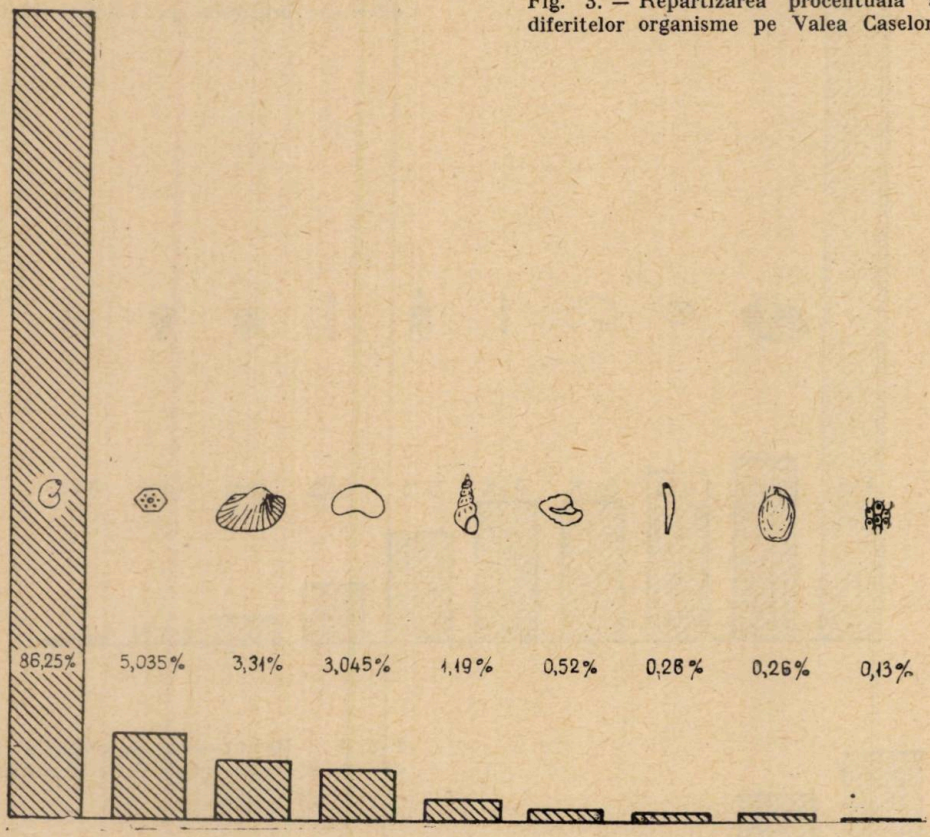


Fig. 3. — Repartizarea procentuală a diferitelor organisme pe Valea Caselor.

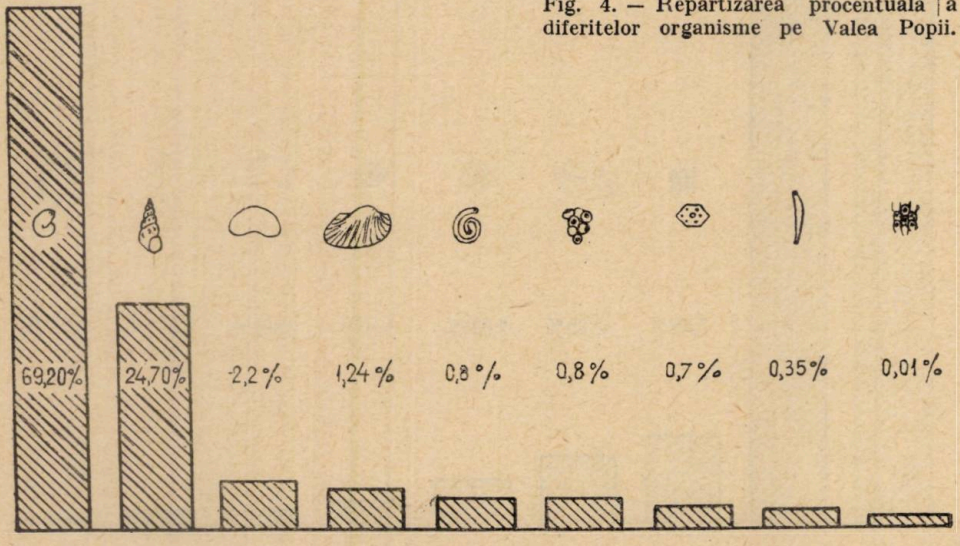


Fig. 4. — Repartizarea procentuală a diferitelor organisme pe Valea Popii.

O deosebită importanță pentru precizarea salinității o au genurile care nu suportă variații ale cantității de săruri din apa marină. Între ele, foarte caracteristice sînt următoarele: *Limopsis*, *Nucula*, *Arca*, *Chlamys*, *Amussium*, *Lima*, *Anomia*, *Cardita*, *Lucina* etc. Toate aceste genuri sînt reprezentate în materialul fosil prin mai multe specii: *Arca* (2 specii), *Chlamys* (3 specii), *Lima* (2 specii), *Cardita* (6 specii), *Lucina* (4 specii) etc.

Se remarcă faptul că valvele lamelibranhiatelor sînt normal dezvoltate, chiar și în cazul speciilor de talie mică, bogat sculptate, la unele păstrîndu-se colorația inițială, ceea ce indică un bazin foarte aerat, bogat în săruri de calciu, cu un pH în limitele normale (8,1—8,3).

Limita potențialului de oxigen trecea prin interiorul substratului, fapt demonstrat de existența a numeroase genuri și specii care trăiesc, ca și cele actuale, înfundîndu-se în substratul mîlos-nisipos al bazinului.

Unul dintre factorii cei mai importanți ai mediului care determină existența organismelor este temperatura.

După cum reiese din figura 5, în care se prezintă răspîndirea lamelibranhiatelor în funcție de temperatură, din cele 30 de genuri actuale, 17

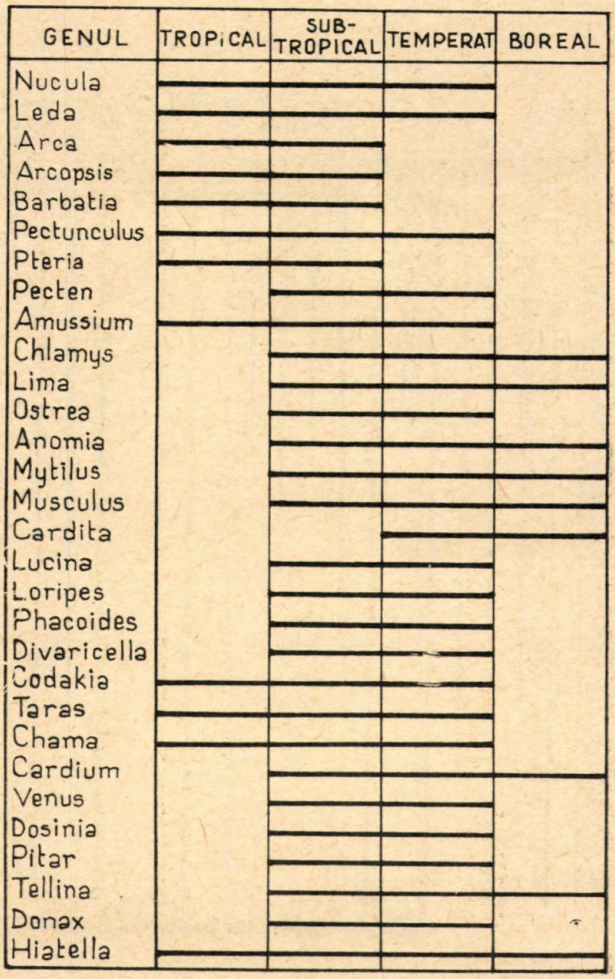


Fig. 5. — Răspîndirea în diferite zone climatice a lamelibranhiatelor.

genuri sînt euriterme, suportînd variații largi de temperatură. Unele trăiesc în bazine temperate subtropicale și tropicale (*Nucula*, *Nuculana*, *Pectunculus*, *Amussium*, *Codakia*, *Taras*, *Chama*, în timp ce altele sînt răspîndite în bazine boreale temperate și subtropicale (*Chlamys*, *Lima*, *Mytilus*, *Musculus*, *Phacoides*, *Cardium*, *Tellina*). Alte nouă genuri trăiesc numai în bazine subtropicale și temperate (*Pecten*, *Ostrea*, *Lucina*, *Loripes*, *Divaricella*, *Venus*, *Dosinia*, *Pitar*, *Donax*). O precizare în ceea ce privește temperatura o aduc genurile *Arca*, *Arcopsis*, *Barbatia*, ale căror specii trăiesc numai în bazine subtropicale și tropicale. Din cele expuse se poate trage concluzia că temperatura bazinului tortonian de la Coștei era ridicată (18—21°), caracteristică unui bazin subtropical. Asociația de lamelibranhiate este foarte apropiată generic de cea care locuiește azi în provincia luzitaniană, cuprinzînd bazinele din Europa centrală și de sud, inclusiv Marea Mediterană.

Bazinul tortonian avea o adîncime relativ mică, corespunzînd zonei infralitorale, a cărei limită inferioară trece la 100 m adîncime. După cum reiese din figura 6, majoritatea genurilor sînt reprezentate prin specii la

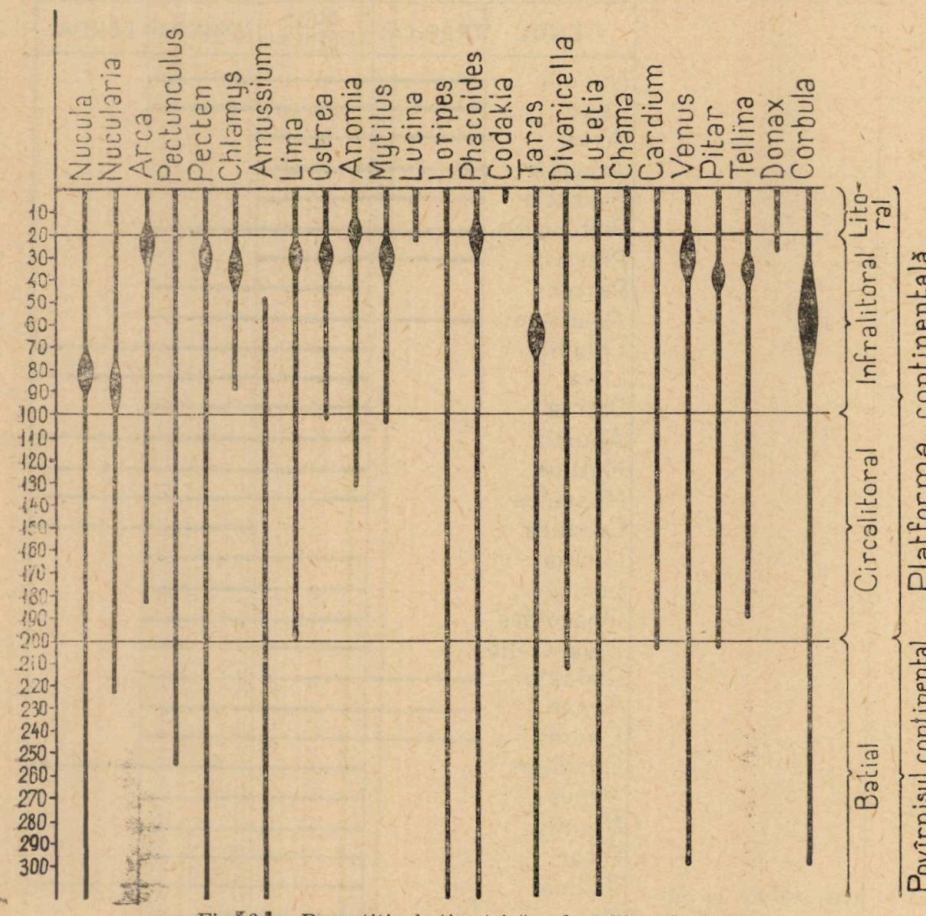


Fig. 6. — Repartiția batimetrică a lamelibranhiatelor.

care populațiile cele mai numeroase se întîlnesc pînă la 50—80 m adîncime (*Arca*, *Pecten*, *Chlamys*, *Lima*, *Ostrea*, *Mytilus*, *Phacoides*, *Venus*, *Pitar*, *Tellina*, *Corbula*), deși ca indivizi izolați se găsesc și la adîncimi mult mai mari.

Speciile care trăiesc și în mările actuale indică de asemenea adîncime relativ mică. Astfel *Nuculana* (*Sacella*) *fragilis* L. se întîlnește în Marea Adriatică la adîncimi de 17—20 m, iar în Marea Mediterană coboară sub 73 m, *Arca noae* L. este răspîndită la 26 m, *Ostrea cochlear* Poli se găsește la adîncimi ce variază între 40 și 100 m, iar *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* Ol. la adîncimi între 10 și 80 m.

Adîncimea relativ redusă a bazinului este confirmată și de existența dasicladaceelor fosile în număr mare, alături de lamelibranhiate.

Dintre moluște, lamelibranhiatele au un mod de viață sedentar, deplasîndu-se relativ puțin în cursul vieții lor. Sînt animale limivore care, în căutarea și dobîndirea hranei, s-au adaptat la moduri de viață diferite, modificîndu-și corespunzător cochilia. Unele lamelibranhiate se înfundă în substrat, constituind înfauna, altele trăiesc la suprafața substratului, reprezentînd fie epifauna (animale fixate), fie onfauna (animale care stau sau se deplasează pe suprafața substratului).

Condițiile foarte favorabile din bazinul studiat, după cum am precizat mai sus, au permis dezvoltarea lamelibranhiatelor cu un mod de viață variat (fig. 7 și 8).

Astfel genurile *Nucula*, *Cardium*, *Ervilia*, *Donax*, *Divaricella*, *Lucina*, *Phacoides*, *Taras*, *Tellina*, *Venus*, *Chione*, *Timoclea*, *Pitar*, *Corbula*, *Meretrix*, reprezentate în depozitele tortoniene prin numeroase specii și printr-un număr mare de indivizi, trăiesc înfundate în substratul mîlos, mîlos-nisipos al bazinului. Forma cochiliei echivalve variază în funcție de adîncimea la care animalul se înfundă. Ea este alungită la genurile *Tellina*, *Donax*, *Corbula*, care se înfundă mai adînc în substrat, și circulară sau ovaltriunghiulară la *Cardium*, *Lucina*, *Phacoides*, care trăiesc mai aproape de suprafață.

Genurile *Cardium*, *Nucula*, *Venus* se și pot deplasa pe sau în substrat.

Alte genuri, cu o mare frecvență specifică și individuală, duc un mod de viață fixat. Printre acestea, genurile *Musculus*, *Mytilus* (*Septifer*), *Arca*, *Arcopsis*, *Barbatia*, care se fixează cu ajutorul bisusului, prezintă o cochilie echivalvă și inechilaterală. La genurile *Plicatula*, *Ostrea*, *Chama*, *Spondylus*, valva se fixează direct cu ajutorul cimentului. Cochilia acestor genuri se modifică, devenind puternic inechivalvă. Valva pe care se fixează crește mult, este mai convexă și groasă, în timp ce valva opusă rămîne mult mai mică. Un loc special îl ocupă genul *Anomia*, care, în stadiile tinere, se fixează cu ajutorul bisusului, iar animalul adult prin ciment.

După caracterele valvelor, *Anomia* trebuie atribuit lamelibranhiatelor fixate cu ajutorul cimentului.

În depozitele tortoniene se întîlnesc de asemenea reprezentanți ai genurilor *Pectunculus*, *Anadara*, *Glans*, *Beguina*, *Cardita*, care se caracterizează printr-o mobilitate mai mare, deplasîndu-se pe suprafața substratului cu ajutorul piciorului musculos. Ele au cochilia aproape circulară, echivalvă, bogat și variat sculptată.

Mult mai puțin frecvente în depozitele din regiunea Coștei sînt genurile *Lima*, *Loripes*, *Codakia*, care stau pe suprafața substratului.

Lima stă în mod obișnuit pe marginea anterioară a ambelor valve, în timp ce *Loripes* și *Codakia* stau pe substrat între alge verzi.

Între formele fosile se întîlnesc şi specii ale genurilor *Pecten*, *Amussium*, *Chlamys*, care înoată, deşi în mod obişnuit stau pe suprafaţa substratului, pe valva dreaptă, care este mai convexă. Ca şi în cazul genurilor fixate, ele au cochiliile inechivalve.

Una dintre problemele paleoecologice cele mai interesante a constituit-o identificarea relaţiilor biotice ale lamelibranhiatelor tortoniene din

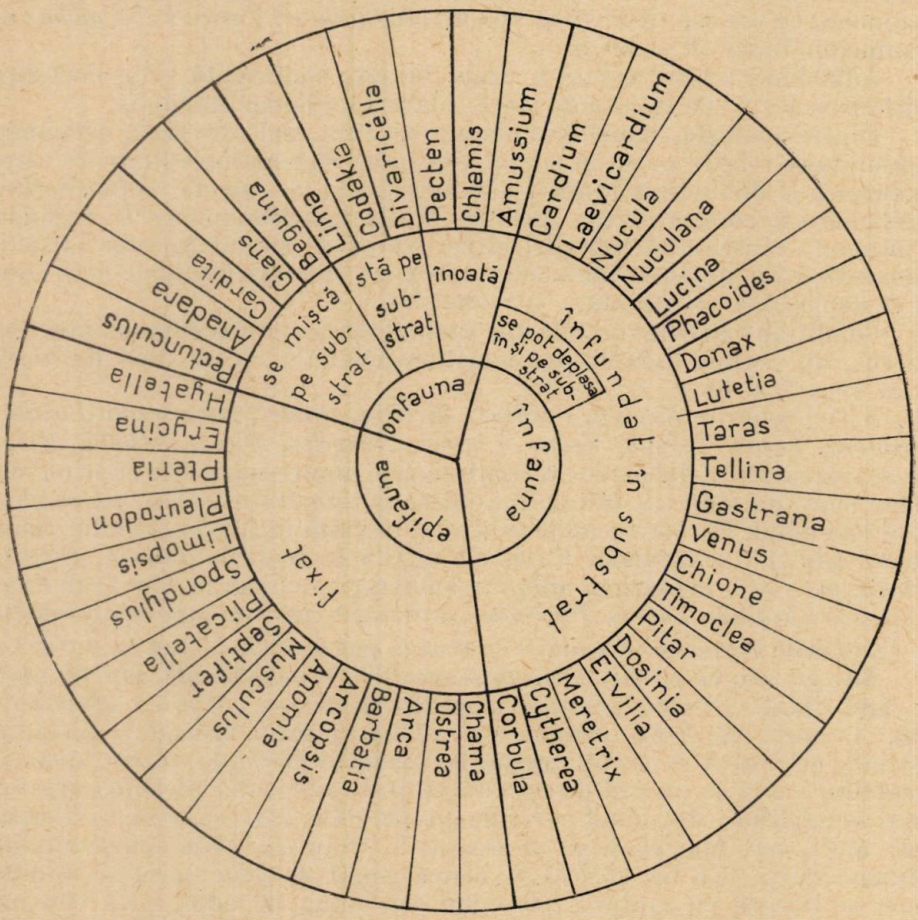


Fig. 7. — Repartizarea procentuală a lamelibranhiatelor în funcţie de modul lor de viaţă.

regiunea studiată cu alte animale cu care au trăit în asociaţie. Pînă în prezent aceste relaţii nu au fost studiate, deoarece sînt destul de greu de identificat numai prin cercetarea materialului fosil. Prin analogie cu relaţiile cunoscute la genurile care trăiesc în mările actuale, am putut stabili relaţii temporare prădător-pradă şi relaţii permanente de epibioză.

Relaţiei prădător-pradă trebuie atribuită cea dintre gasteropodele carnivore şi lamelibranhiate din depozitele tortoniene. În materialul studiat am găsit numeroase valve aparţinînd speciilor *Anadara diluvii* Duj. (pl. II, fig. 16 şi 17 ; pl. IV, fig. 29), *Pectunculus* (*Axinea*) *cor obtusata*

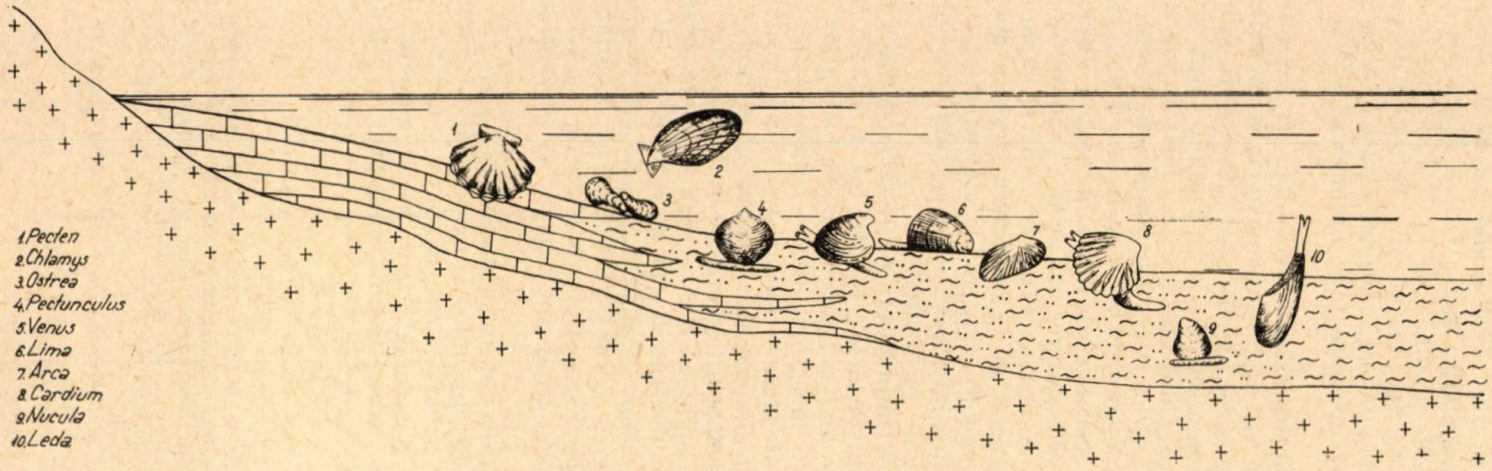


Fig. 8. — Modul de viaţă al unora dintre lamelibranhiatele de la Coşteiul de Sus (după R. L. Merklin, 1960).

(Partsch) (pl. II, fig. 18), *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May. (pl. II, fig. 19), *Astarte triangularis* Mont., *Ostrea digitalina* Dub., *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* Lamk. (pl. I, fig. 13; pl. III, fig. 25), *Chama gryphoides* L. (pl. I, fig. 14) găurite de astfel de gasteropode. Forma găurilor poate da unele indicaţii asupra genurilor carnivore (*Natica*, *Pleurotoma*, *Nassa*, *Conus*) prezente prin numeroase specii în asociaţia de la Coşteiul de Sus.

Altă relaţie biotică foarte frecventă, cu caracter permanent, este cea de epibioză. Diferite organisme cu un mod de viaţă fixat, aparţinînd aceleiaşi grupe sistematice sau la clase diferite de animale, s-au instalat pe cochiliile lamelibranhiatelor fie în timpul vieţii animalelor, fie după moartea lor. În materialul studiat am găsit numeroase exemplare ale speciei *Anomia ephippium* var. *rugulosostriata* Bronn. fixate pe valvele superioare (drepte) ale speciei *Ostrea digitalina* Dub. (pl. IV, fig. 30). Considerăm că fixarea *Anomiei* s-a făcut în timpul vieţii ambelor animale, deoarece cochiliile fosilizate prezintă acelaşi grad de conservare, iar fixarea s-a făcut numai pe suprafaţa externă a valvei superioare, pentru a nu împiedica animalul-gazdă să se hrănească şi să se dezvolte. Este posibil ca animalul fixat (*Anomia*), ajungînd la maturitate, prin greutatea sa să fi provocat moartea animalului-gazdă (*Ostrea*), dar acest proces este imposibil de stabilit pe cochiliile fosilizate.

Tot o relaţie din timpul vieţii poate fi considerată şi cea dintre lamelibranhiatul *Anomia* şi viermele *Spirorbis* (pl. I, fig. 9). Astfel, pe suprafaţa externă a valvei superioare a speciei *Anomia ephippium* var. *rugulosostriata* Bronn., în apropierea marginii paleale, paralel cu striurile de creştere se găsesc fixate tuburi ale genului *Spirorbis* şi valve ale unor exemplare tinere de *Anomia*. Exemple similare sînt descrise în lucrări privind atît biocenozele actuale, cît şi formaţiuni geologice de vîrste diferite.

Alte relaţii de epibioză în asociaţia studiată se întîlnesc între briozoare, viermi şi lamelibranhiate, primele folosind valvele drept substrat după moartea animalelor. Această concluzie este confirmată de prezenţa epibioticilor (briozoare, viermi) nu numai pe suprafaţa externă, ci şi pe cea internă a valvelor şi de starea proastă de conservare a scheletelor pe care s-au fixat, unele fiind incomplete şi prezentînd uneori urme de coroziune.

Astfel, pe suprafaţa internă a unor valve ale speciei *Anomia ephippium* var. *rugulosostriata* Bronn. sub umbone se găsesc fixate colonii ale briozoarului *Calpensia* şi tuburi de *Serpula*, iar pe suprafaţa externă se observă tuburi de viermi (pl. I, fig. 10). Pe fragmente ale valvelor speciei *Pecten Flabellipecten besseri* Andrz. au putut fi identificate colonii ale

---

PLANŞA I

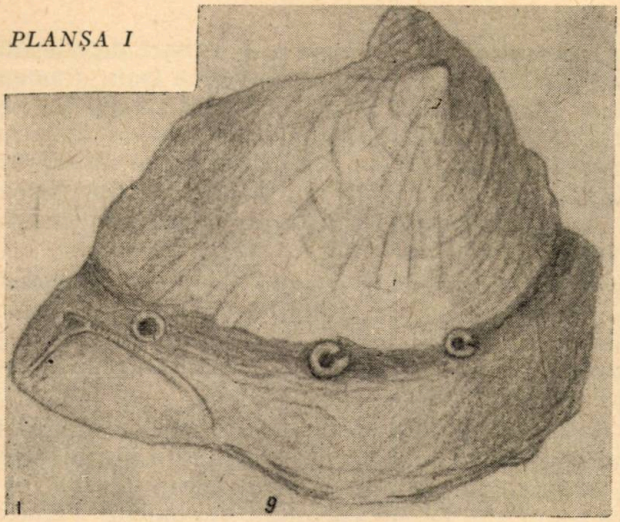
Fig. 9. — Tuburi de *Spirorbis* şi valvă de *Anomia* fixate pe suprafaţa externă a valvei speciei *Anomia ephippium* var. *rugulosostriata* Bronn. (epibioză); × 2,1.

Fig. 10. — Tuburi de *Serpula* şi colonie de *Calpensia* fixate pe suprafaţa internă a valvei speciei *Anomia ephippium* var. *rugulosostriata* Bronn. (epibioză), × 2,1.

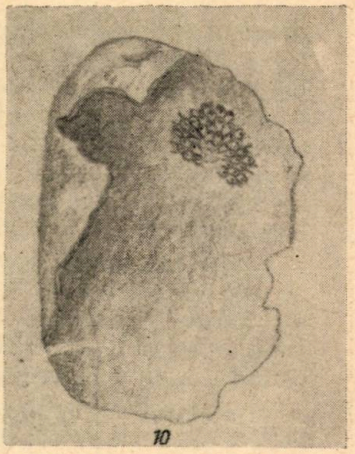
Fig. 11. — Colonie de *Lepralia* fixată pe suprafaţa internă a valvei speciei *Anadara diluvii* Duj. (epibioză); × 2,1.

Fig. 12. — Colonie de *Membranipora* fixată pe un fragment din valva speciei *Pecten besseri* Andrz. (epibioză); × 2,1.

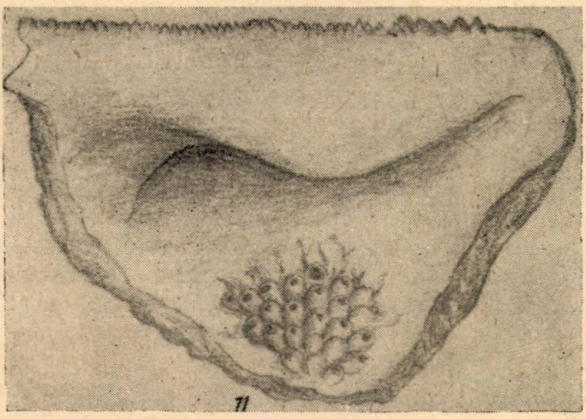
PLANȘA I



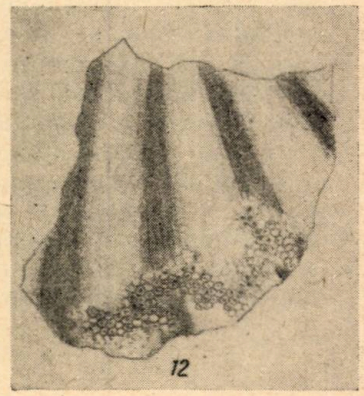
9



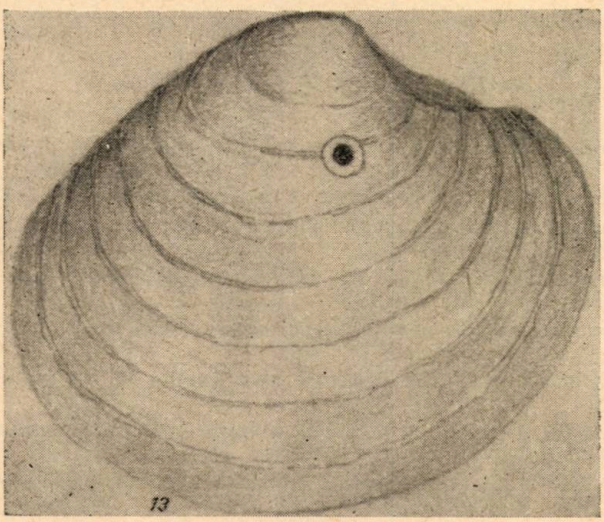
10



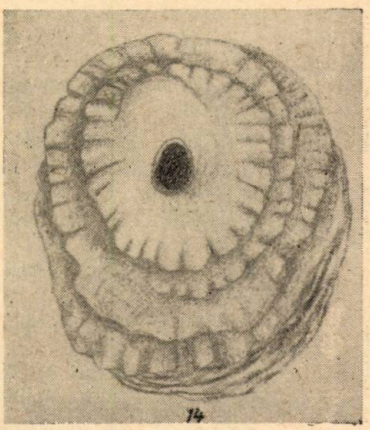
11



12



13



14

briozoarelor *Membranipora*, *Lepralia*, ca şi numeroase tuburi de viermi (pl. I, fig. 12 ; pl. II, fig. 15). Valvele speciilor *Ostrea digitalina* Dub., *Chama gryphoides* L. şi *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May. sînt acoperite pe suprafaţa externă şi internă cu nenumărate tuburi de *Serpula* dispuse neregulat (pl. II, fig. 20 şi 21, pl. III, fig. 26 şi 27). Tot pe valve de *Ostrea* se găsesc fixate colonii de *Lepralia* (pl. III, fig. 23 ; pl. IV, fig. 28). Pe partea internă a valvelor speciei *Anadara diluvii* Duj. de asemenea se observă fixate colonii de *Lepralia* (pl. I, fig. 11 ; pl. III, fig. 22).

Pe suprafaţa internă a valvei drepte a speciei *Cardium* (*Acanthocardia*) *preechinatum* Hilb., în apropierea marginii inferioare, s-a fixat o colonie aparţinînd briozoarului *Schizopodrella unicornis* Johnst. Pe valva stîngă a genului *Spondylus*, pe partea internă, se află o colonie aparţinînd genului *Lepralia* (pl. III, fig. 24).

Relaţia de epibioză, destul de frecventă la fosilele din tortonianul de la Coşteiul de Sus, dovedeşte că în acest bazin substratul tare, care să permită fixarea animalelor cu un astfel de mod de viaţă, era puţin dezvoltat. Din această cauză, ele s-au fixat fie pe cochiliile animalelor vii, fie mai ales pe valvele lamelibranhiatelor după moartea acestora. Prezenţa epibioticilor pe cochiliile studiate poate indica un aport redus de material terigen şi o sedimentare liniştită. Numai în acest caz organismele epibiotice s-au putut fixa şi dezvolta în număr mare pe valvele animalelor moarte care nu au fost repede înglobate în sediment.

Concluziile privind condiţiile mediului abiotic şi biotic rezultate din studiul lamelibranhiatelor din depozitele tortoniene de la Coşteiul de Sus sînt confirmate de existenţa unei asociaţii foarte bogate şi variate de foraminifere, hexacorali, brahiopode, gasteropode, amfineure, alge verzi, care nu se pot dezvolta decît într-un bazin marin subtropical, de adîncime redusă, care oferă toate condiţiile favorabile de trai.

PLANŞA I

Fig. 13. — Valva speciei *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* Lamk. găurită de un gasteropod carnivor ; × 2,1.

Fig. 14. — Valva speciei *Chama gryphoides* L. găurită de un gasteropod carnivor ; × 2,1.

Fig. 15. — Colonie de *Lepralia* fixată pe un fragment din valva speciei *Pecten besseri* Andrz. (epibioză) ; × 2,1.

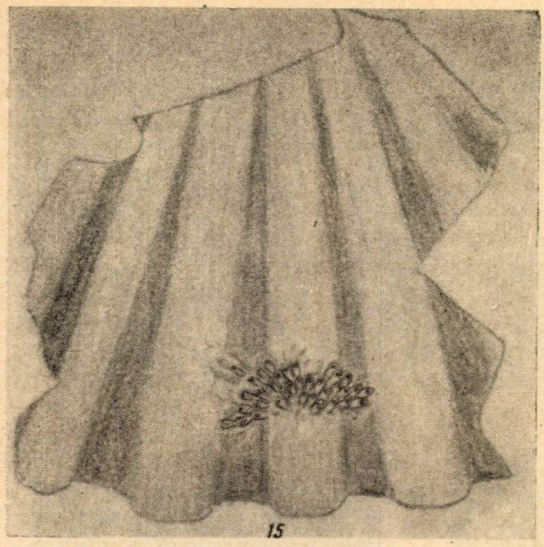
Fig. 16 şi 17. — Valvele speciei *Anadara diluvii* Duj. găurite de gasteropode carnivore ; × 2,1.

Fig. 18. — Valva speciei *Pectunculus* (*Axinea*) *cor obtusata* Partsch găurită de un gasteropod carnivor ; × 2,1.

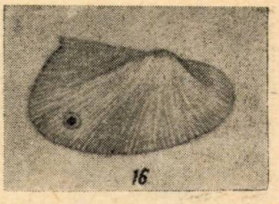
Fig. 19. — Valva speciei *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May. găurită de un gasteropod carnivor ; × 2,1.

Fig. 20. — Tuburi de *Serpula* fixaţi pe suprafaţa internă a valvei speciei *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May. (epibioză) ; × 2,1.

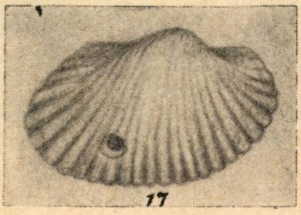
Fig. 21. — Tub de *Serpula* fixat pe suprafaţa internă a valvei speciei *Chama gryphoidse* L. (epibioză) ; × 2,1.



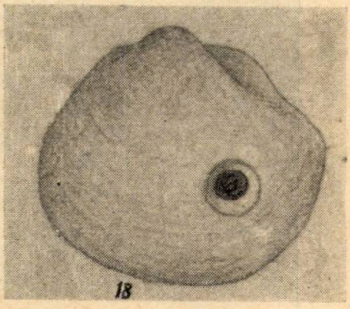
15



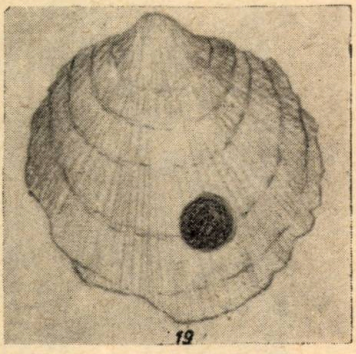
16



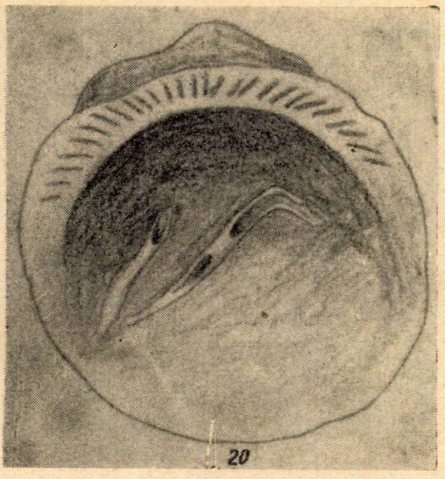
17



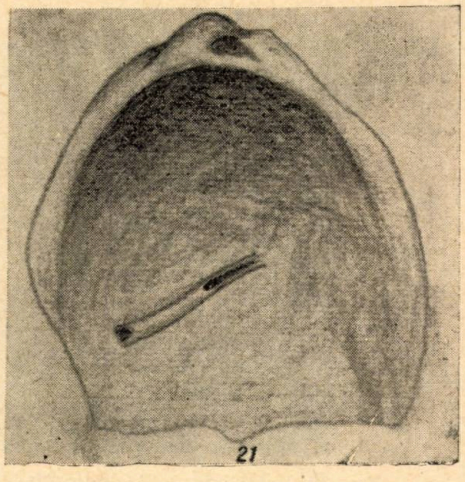
18



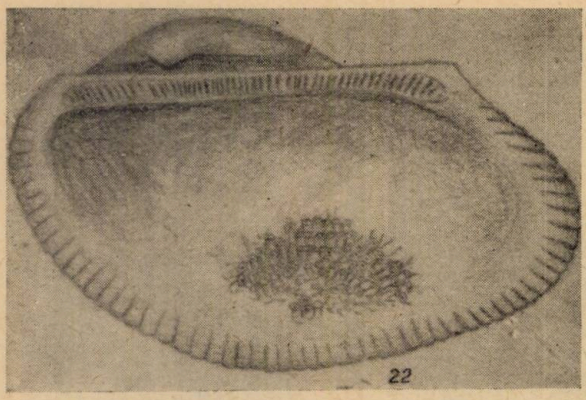
19

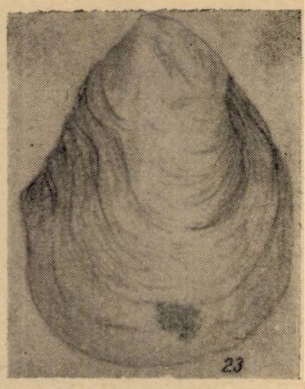


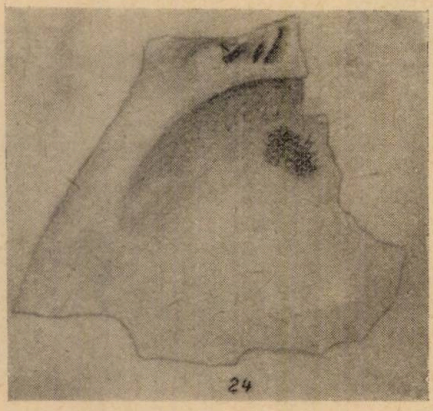
20

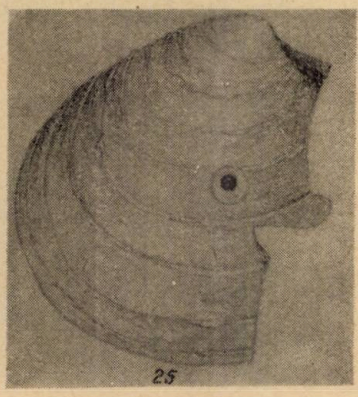


21









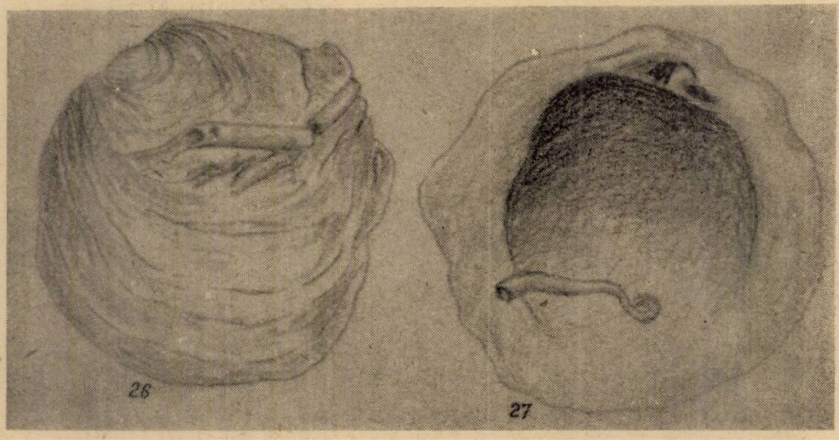


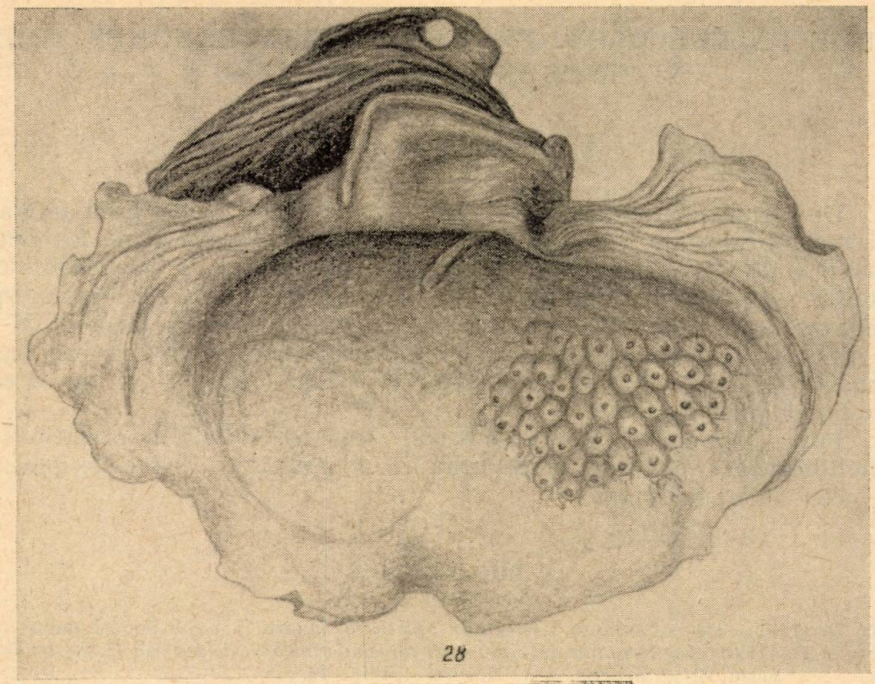
Fig. 22. — Colonie de *Lepralia* fixată pe suprafața internă a valvei speciei *Anadara diluvii* Duj. (epibioză); × 2,1.

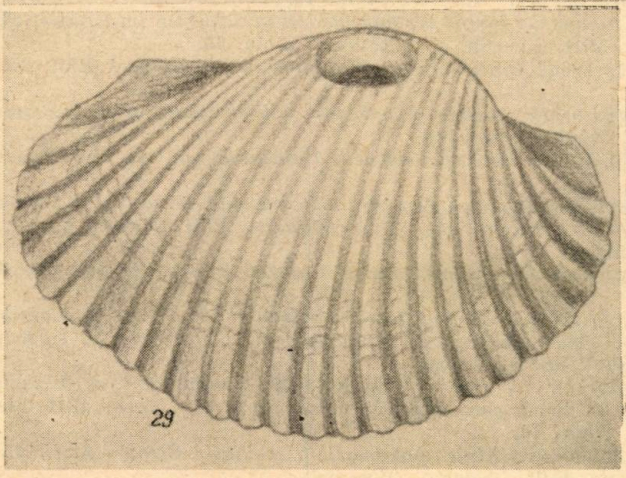
Fig. 23. — Colonie de *Lepralia* fixată pe suprafața externă a valvei speciei *Ostrea digitalina* Dub. (epibioză); × 2,1.

Fig. 24. — Colonie de *Lepralia* fixată pe suprafața internă a unui fragment de *Spondylus* sp. (epibioză); × 2,1.

Fig. 25. — Valva speciei *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* Lamk. găurită de un gasteropod carnivor; × 2,1.

Fig. 26 și 27. — Tuburi de *Serpula* fixate pe suprafața valvelor de *Ostrea digitalina* Dub. și de *Chama gryphoides* L. (epibioză); × 2,1.





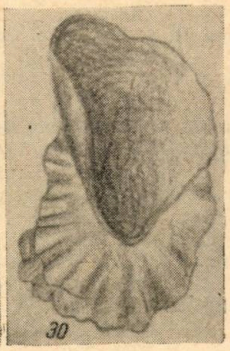


Fig. 28. — Colonie de *Lepralia* fixată pe suprafața internă a valvei de *Ostrea* sp. (epibioză); × 2,1.

Fig. 29. — Valva speciei *Anadara diluvii* Duj. găurită de un gasteropod carnivor; × 2,1.

Fig. 30. — Valva speciei *Anomia ephippium* var. *rugulosostriata* Bronn. fixată pe valva superioară a speciei *Ostrea digitalina* Dub. (epibioză); × 2,1.

ÉTUDE PALÉOÉCOLOGIQUE DES LAMELLIBRANCHES TORTONIENNES DE COSTEIUL DE SUS

RÉSUMÉ

De l'étude comparative des genres actuels on a reconstitué l'ambiance et les conditions de vie des Lamellibranches récoltées dans les dépôts tortoniens de Coşteiul de Sus. La majorité des genres de Lamellibranches fossiles se retrouvent dans les mers actuelles, dont 14 espèces identiques à celles d'aujourd'hui. Les 82 espèces déterminées, dont seulement 27 ont été mentionnées dans les traveaux antérieurs, ont vécu dans un bassin marin (30—35‰ salinité), de faible profondeur (jusqu'à 100 m), à eaux chaudes et bien aérées.

Pour la première fois on étudie, dans ce travail, les relations des Lamellibranches avec d'autres groupes d'organismes avec lesquels ils ont vécu en association.

BIBLIOGRAFIE

Aeger D. (1961), *The epifauna of a Devonian Spiriferid*, Quart. J. Geol. Soc., Londra.

Boettger O. (1896), *Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Banat*, Verh. Mitt. Siebenb. Ver. Naturw., Sibiu, **46**.

Boettger O. (1906), *Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten im Krasso-Szörényer Komitat*, Verh. Mitt. Siebenb. Ver. Naturw., Sibiu, **55**.

Davitaşvili L. S. şi colectiv (1966), *Spravocinik po ekologhii morskih dvustvorok*, Edit.,,Nauka'', Moscova.

Gekker R. F. (1966), *O prijiznenih sviaziah organizmov geologhiceskovo proşlovo*, Organizm i sreda, Edit. ,,Nauka'', Moscova.

Ghiurcă V., Duşa A. (1966), *Briozoarele tortoniene de la Coşteiul de Sus*, An. Univ. Bucureşti, anul XV, *2*.

Grossu A. (1962), *Fauna Republicii Populare Române. Mollusca*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Korobkov I. A. (1950), *Vedenie v izucenie iskopaemih molliuskov*, Edit. Leningr. Univ. ,,A. A. Jdanov'', Leningrad.

Iacob D. (1948), *Cercetări geologice în regiunea Bulza, Coşteiul de Sus, Fintoag*, Studii, **II**, Bucureşti.

Loczi L. (1882), *Geologiai jegyzetek Krassómegye északi részéből*, Földt. Közl., Budapesta, **XII**.

Nerklin R. L. (1960), *Osnovi paleontologhii, Molliuschi-panţirnie, dvustvorcitie, lopatonoghie*, Edit. Akad. Nauk SSSR, Moscova.

Neugeboren J. (1852), *Notiz über das erst neuerlich entdeckte Langer tertiärer conchylien im Dorfe Nemesey im Banat ganz nahe der siebenburg Grenze*, Verh. Mitt. Siebenb. Ver. Naturw., Sibiu, **10.**

Nevesskaia L. A. (1965), *Pozdnecetverticinie dvuhstvorciatie molliuski Cernovo Moria ih sistematica i ecologhia*, Edit. ,,Nauka'', Moscova.

Rado Gertruda (1965 *a*), *Studiul bryozoarelor tortoniene de la Buituri, Lăpugiu şi Coşteiul de Sus*, An. Univ. Bucureşti, anul XIV, *1*.

Rado Gertruda (1965 *b*), *Otolite din depozitele tortoniene de la Coşteiul de Sus*, An. Univ. Bucureşti, anul XIV.

Rado Gertruda (1966), *Dasicladacee în depozitele tortoniene din Republica Socialistă România*, An. Univ. Bucureşti, anul XV.

Zaharov B. A. (1966), *Bezpozvonocinie prijizneno zahoronenîie v valanjinskih peskah Hatangskoi bpadinî*, Organizm i sreda, Edit. ,,Nauka'', Moscova.

Primit la redacţie
la 4 iulie 1969

Facultatea de geologie-geografie
a Universităţii Bucureşti

MICROFAUNA DEPOZITELOR SARMAȚIENE DIN BAZINUL OAȘ

DE

BICA IONESI și ALEXANDRA SAGATOVICI

În lucrarea de față se aduc unele precizări asupra succesiunii depozitelor sarmațiene din Bazinul Oaș și se fac orizontări pe baza studiului microfaunistic, în strînsă corelare cu macrofauna.

Referiri sumare asupra prezenței sarmațianului în Bazinul Oaș avem de la H. Böckh, K. Roth Telegd (fide K. Papp, 1915), M. Paucă (1954), T. Ichim și V. Mușat (1955)[1], F. Arion și S. Seiceanu (1956)[2].

În 1955, Th. Iorgulescu a analizat conținutul microfaunistic al unor profile din regiunea Baia Mare, ajungînd la concluzia că în regiunea cercetată de noi sarmațianul este reprezentat prin toți termenii săi, separînd următoarele zone : S_1 (buglovian), S_2 și S_3.

Cercetările mai recente, efectuate de către Alexandra Sagatovici (1968), au stabilit, pe baza conținutului macrofaunistic, că depozitele sarmațiene din Bazinul Oaș sînt reprezentate prin următoarele subetaje : buglovian, volhinian și ? bessarabian inferior. În cadrul acestor formațiuni se fac unele orizontări. Astfel, în partea inferioară a volhinianului se separă două orizonturi (orizontul cu *Cardium pium* și orizontul cu *Cardium ringeiseni*), iar volhinianul superior — ? bessarabianul inferior este reprezentat prin orizontul cu cardiacee mici.

În 1966, Bica Ionesi și Alexandra Sagatovici[3] au studiat conținutul microfaunistic al depozitelor bugloviene din Bazinul Oaș, în corelare cu macrofauna, și au stabilit limita buglovian-volhinian.

---

[1] T. Ichim și V. Mușat (1955), *Cercetări geologice în regiunea Bazinul Oașului — Baia Mare*, Arh. Com. Stat Geol.

[2] F. Arion și S. Seiceanu (1956), *Raport geologic asupra zonei Orașul Nou — Cămîrzana (Țara Oașului)*, Arh. Com. Stat Geol.

[3] Bica Ionesi și Alexandra Sagatovici (1966), *Microfauna depozitelor tortoniene și bugloviene din Bazinul Oașului*, Com. prezentată la ses. șt. a Univ. București din 15.XII.1966.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 213–225, București, 1970

În lucrarea de faţă ne ocupăm de depozitele sarmaţiene propriu-zise care, pe baza datelor macro- şi microfaunistice, ce vor fi analizate mai jos, sînt reprezentate în mod sigur prin volhinian, peste care se dispune pannonianul.

Depozitele volhiniene au o extindere destul de mare în partea de sud a Bazinului Oaş, fiind bine deschise pe pîraiele : Băilor, Plopilor şi Bolindos, Săscura, Andrişa şi mai ales pe Valea Satului.

Litologie şi conţinut macrofaunistic. Depozitele volhiniene urmează în continuitate de sedimentare peste buglovian şi sînt constituite dintr-o succesiune predominant argiloasă, reprezentată prin argile şi marne cenuşii, fine, stratificate, argile marnoase, şisturi argiloase disodiliforme, cu efloreşcenţe de sulf pe suprafeţele de alteraţie, rozete de gips şi pete de limonit. În această succesiune argilo-marnoasă apar destul de frecvent intercalaţii subţiri de tufuri şi tufite, fine sau grosiere, de culoare albă sau cenuşie, gresii feldspatice şi mai rar se întîlnesc intercalaţii de aglomerate vulcanice. Grosimea depozitelor atribuite volhinianului este apreciată la circa 250 m (fig. 1).

În depozitele cercetate se întîlnesc macrofosile destul de numeroase, dar din cauză că n-au existat condiţii bune pentru conservarea cochiliei, în majoritatea cazurilor se găsesc numai mulajele. Studiul macrofaunei întîlnite în depozitele volhiniene ne-a permis să separăm, începînd din bază, următoarele orizonturi (fig. 1) :

1 — orizontul marnelor cenuşii sărac în macrofaună ;
2 — orizontul cu *Cardium pium* ;
3 — orizontul cu *Cardium ringeiseni* ;
4 — orizontul cu cardiacee mici.

1. Orizontul marnelor cenuşii sărac în macrofaună apare deschis, pe o grosime de circa 20 m, pe pîraiele Băilor şi Andrişa şi se caracterizează prin exemplare foarte rare de *Ervilia dissita dissita* Eichw., *Syndesmya reflexa* Eichw. şi *Cardium* sp. În baza acestui orizont se situează limita buglovian-volhinian (Bica Ionesi şi Alexandra Sagatovici, 1966) [4].

2. Orizontul cu *Cardium pium* este reprezentat în special prin forme de cardiacee (*Cardium pium* Zhizhch., *C. pium pestis* Zhizhch., *C. gleichenbenbergense* Papp., *C. lithopodolicum* Dub., *C. vindobonense* (Partsch) Lask., *C. latisulcum jamense* Hilb.), între care loc dominant ocupă *Cardium pium*. Pe lîngă cardiacee se întîlnesc exemplare de *Ervilia dissita dissita* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Syndesmya reflexa* Eichw. şi *Musculus sarmaticus* Gat. Acest orizont apare deschis pe pîraiele Bolindosu şi Valea Satului şi însumează o grosime de circa 150 m.

3. Orizontul cu *Cardium ringeiseni* se caracterizează de asemenea prin numeroase cardiacee, dintre care menţionăm în primul rînd pe *Cardium ringeiseni* Jek. *Cardium pium* Zhizhch. se mai menţine doar prin exemplare rare şi de talie mică. Frecvent apar forme de *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. lithopodolicum sarmaticum* Barbot, iar *C. obsoletum jekeliusi* Papp şi *C. politioanei* Jek. se întîlnesc rar. Un alt element caracteristic pentru acest orizont îl constituie formele de *Mactra eichwaldi* Lask. şi de *Ervilia dissita dissita* Eichw., la care se asociază exemplare rare d *Irus*

[4] *Op. cit.*, p. 225.

vitalianus d'Orb., *I. naviculatus* Hoernes și *Musculus sarmaticus* Gat. Acest orizont apare bine deschis pe pîraiele Valea Satului și Plopilor. Grosimea lui este de circa 50 m.

4. Orizontul cu cardiacee mici este separat în partea superioară a sarmațianului, pe o grosime de circa 20 m. El apare bine deschis pe pîraiele Valea Satului, Plopilor și Săscura. Asociația macrofaunistică întîlnită în acest orizont constă exclusiv din cardiacee cu cochilia de talie mică. Speciile identificate sînt : *Cardium politioanei* Jek., *C. obsoletum jekeliusi* Papp și *C. vindobonense breviformis* Papp. Referitor la acest orizont, Alexandra Sagatovici (1968) menționează că reprezintă volhinianul superior și probabil și bessarabianul inferior. Analiza conținutului macrofaunistic ne arată că nu există elemente sigure, care să indice prezența bessarabianului. Majoritatea speciilor de moluște identificate în acest orizont se găsesc și în orizonturile inferioare. De asemenea, după cum vom arăta mai jos, nici conținutul microfaunistic nu ne oferă criterii pentru a putea argumenta că în partea superioară a depozitelor sarmațiene din Bazinul Oaș s-ar include și bessarabianul inferior. Ca atare, considerăm că orizontul cu cardiacee mici reprezintă în mod sigur partea superioară a volhinianului.

În continuare, urmează depozite marno-nisipoase, în care se întîlnesc exemplare de *Congeria* și *Melanopsis*, care sînt atribuite pannonianului. Deci, pe bază macrofaunistică, limita sarmațian-pannonian se conturează clar la nivelul depozitelor în care dispare asociația cu cardiacee mici și își fac apariția reprezentanții congeriilor și ai melanopsidelor.

Conținutul microfaunistic. Din succesiunea depozitelor volhiniene s-au analizat 55 de probe, colectate din deschiderile de pe pîraiele Băilor, Valea Satului, Bolindosu, Plopilor și Săscura. Analiza celor opt probe din orizontul marnelor cenușii cu macrofaună săracă, din baza volhinianului, ce apare deschis pe pîrîul Băilor, pe o grosime de circa 20 m, ne arată unele variații pe verticală. Astfel, în primele trei probe, luate pe o grosime de circa 6—8 m, microfauna este foarte săracă, fiind reprezentată doar prin cîteva exemplare de *Elphidium angulatum* Egger, *E.subumbilicatum* Czjzek, *E.poeyanum* d'Orb. și *Nonion bogdanowiczi* Volosch. Asociația săracă din aceste depozite ne arată că în baza lor se situează limita buglovian-volhinian (Bica Ionesi și Alexandra Sagatovici, 1966)[5].

În următoarele cinci probe asociația devine bogată și se caracterizează prin predominarea miliolidelor. Spre deosebire de asociația cu miliolide din partea superioară a buglovianului, aici lipsesc formele striate, fiind înlocuite prin forme cu testul neted. Dintre celelalte foraminifere, în ordinea frecvenței urmează elfizii, ce sînt destul de variați specific, dar reduși ca număr de indivizi. Speciile determinate se pot vedea în tabelul nr. 1 (zona cu *Quinqueloculina reussi* Bogd.).

Analiza a șapte probe din partea inferioară a orizontului cu *Cardium pium* ne indică, de asemenea, unele variații pe verticală. Astfel, în primele trei probe din bază, asociația microfaunistică se caracterizează prin predominarea exemplarelor de *Elphidium*. Miliolidele și nonionidele apar cu frecvență moderată, iar celelalte forme de foraminifere sînt foarte rare.

[5] *Op. cit.*, p. 225.

Lista speciilor identificate poate fi urmărită în tabelul nr. 1 (zona cu *Elphidium macellum* F. et M.). În proba luată cu circa 2 m mai sus pe verticală, microfauna devine brusc foarte săracă, fiind reprezentată prin cîteva exemplare de *Elphidium macellum* F. et M. şi de *Porosononion martkobi* Bogd. În următoarele trei probe asociaţia microfaunistică devine din nou bogată, însă compoziţia ei se schimbă. Locul dominant revine exemplarelor de *Porosononion*, iar *Elphidium* este reprezentat numai prin două specii, cu un număr redus de indivizi. Miliolidele se menţin, ca şi în asociaţia precedentă, cu frecvenţă moderată. Speciile identificate se pot urmări în tabelul nr. 1 (zona cu *Porosononion martkobi* Bogd.). Pe lîngă foraminifere se întîlnesc rar şi ostracode.

În cele 35 de probe, colectate din partea superioară a orizontului cu *Cardium pium* şi din cadrul orizontului cu *Cardium riugeiseni*, se remarcă unele modificări în conţinutul microfaunistic, faţă de depozitele inferioare. Acestea constau în faptul că asociaţia bogată din probele precedente dispare şi în locul ei se instalează o zonă săracă. Astfel, în unele probe microfosilele lipsesc, iar în altele se întîlneşte un conţinut microfaunistic sărac, reprezentat prin exemplare foarte rare de *Elphidium macellum* F. et M., *E.aculeatum* d'Orb., *E.regina* d'Orb., *E.subumbilicatum* Czjzek, *Porosononion martkobi* Bogd., *Nonion bogdanowiczi* Volosch., *Articulina* sp., *Quinqueloculina* sp. şi *Discorbis* sp. Pe lîngă foraminifere se observă exemplare rare de ostracode, otolite, dinţi de peşti, lamelibranhiate şi gasteropode mărunte.

În cele cinci probe, analizate din cuprinsul orizontului cu cardiacee mici din partea superioară a volhinianului, asociaţia microfaunistică este de asemenea săracă, dar prezintă unele deosebiri. Aici ostracodele devin numeroase, iar foraminiferele sînt reprezentate prin exemplare rare cu testul de talie extrem de mică. Am identificat următoarele specii : *Elphidium macellum* F. et M., *E.aculeatum* d'Orb., *E.regina* d'Orb., *E.subumbilicatum* Czjzek, *E. hauerinum* d'Orb., *E. alvarezianum* d'Orb., *E. angulatum* Egger, *Porosononion martkobi* Bogd., *P. subgranosus* Egger, *Nonion bogdanowiczi* Volosch., *Ammonia beccarii* L., *Discorbis supinus* Zhizhch., *Discorbis* sp., *Globigerina* sp., *Articulina* sp. şi *Bolivina* sp. Dintre aceste forme, frecvenţă moderată prezintă numai unii reprezentanţi ai genului *Elphidium* şi *Discorbis*, restul sînt foarte rare.

Predominarea ostracodelor faţă de foraminifere, cît şi faptul că acestea din urmă au testul fragil şi dimensiuni foarte mici, indică o îndulcire accentuată a apelor la nivelul orizontului cu cardiacee mici. De altfel, probabil că şi talia mică a macrofosilelor este consecinţa aceluiaşi fenomen, ce a avut loc la sfîrşitul volhinianului.

Analiza celor trei probe, colectate de pe pîraiele Săscura şi Plopilor, din depozitele ce urmează imediat peste orizontul cu cardiacee mici ne-a dat o asociaţie microfaunistică formată exclusiv din ostracode, cu talie foarte variată. Unele exemplare ating dimensiuni destul de mari, dar, din cauza fragilităţii, cochilia lor se fragmentează extrem de uşor. Dispariţia foraminiferelor şi dezvoltarea ostracodelor ne arată că la nivelul acestor depozite poate fi trasată limita microfaunistică volhinian-pannonian. Ea corespunde întocmai şi cu limita stabilită pe baza conţinutului macrofaunistic.

ORIZONTAREA DEPOZITELOR VOLHINIENE PE CRITERII MICROFAUNISTICE

Observațiile făcute de noi arată că numai foraminiferele prezintă importanță pentru orizontarea acestor depozite. Urmărind evoluția asociațiilor de foraminifere pe verticală, am putut separa, începînd din bază următoarele zone microfaunistice (fig. 1):

1 — zona cu *Quinqueloculina reussi* Bogd.;
2 — zona cu *Elphidium macellum* F. et M.;
3 — zona cu *Porosononion martkobi* Bogd.;
4 — zona cu microfaună săracă.

1. Zona cu *Quinqueloculina reussi* se pune în evidență în baza volhinianului, pe o grosime de circa 15 m, și corespunde depozitelor ce urmează imediat peste acele cu un conținut microfaunistic sărac, în baza cărora am stabilit limita buglovian-volhinian. Această zonă se caracterizează prin predominarea miliolidelor, și anume a formelor de *Quinqueloculina reussi* Bogd. și *Q. reussi* var. *virgata* Serova. Uneori, dintre miliolide, prezintă densitate mare și *Articulina problema* Bogd. Dintre celelalte foraminifere, un loc mai important ocupă reprezentanții genului *Elphidium*, și în special forma *Elphidium aculeatum* d'Orb. Extinderea acestei zone pe verticală nu poate fi apreciată din lipsa deschiderilor continui în partea ei superioară.

2. Zona cu *Elphidium macellum* înlocuiește pe verticală zona cu *Quinqueloculina reussi* și se identifică în baza profilului de pe Valea Satului, pe o grosime de circa 20 m. Ca și în cazul zonei precedente, nu se poate stabili cu exactitate extinderea ei pe verticală, deoarece, în porțiunea corespunzătoare părții sale inferioare, deschiderile lipsesc. Nota caracteristică a acestei zone este dată de reprezentanții genului *Elphidium* și în special de forma *Elphidium macellum*, după care în ordinea frecvenței urmează *E. aculeatum* și *E. subumbilicatum*. Celelalte specii de *Elphidium* sînt rare și foarte rare. Dintre miliolide apar uneori cu frecvență moderată exemplare de *Quinqueloculina consobrina*.

3. Zona cu *Porosononion martkobi* urmează în continuare peste zona cu *Elphidium macellum* și se caracterizează printr-o adevărată explozie a nonionidelor, între care predomină exclusiv exemplarele de *Porosononion martkobi*. Celelalte forme de foraminifere, în general reduse la număr, sînt rare, cu excepția formei *Quinqueloculina akneriana* var. *longa* Gerke, care prezintă o frecvență moderată, dar nu apare constant în toate probele. Grosimea acestei zone este de circa 10 m. Limita sa inferioară și cea superioară se pun foarte clar în evidență prin diminuarea exemplarelor de *Elphidium* și dezvoltarea nonionidelor în partea inferioară și prin sărăcirea bruscă a conținutului microfaunistic în partea superioară.

4. Zona cu microfaună săracă corespunde depozitelor din partea superioară a volhinianului și are extinderea cea mai mare pe verticală (circa 120 m). Ea se caracterizează printr-un conținut foarte sărac, identificat numai în unele probe sporadice, în timp ce majoritatea probelor sînt sterile. Formele care se mențin constant în această asociație aparțin genurilor *Elphidium* și *Porosononion*. Sărăcia în microfosile se datorește probabil instalării unor condiții neprielnice pentru dezvoltarea microfaunei. În partea superioară a acestei zone, la nivelul orizontului cu cardiacee

mici (pe circa 20 m grosime), ostracodele devin dominante faţă de foraminifere. Acest conţinut microfaunistic denotă, după cum am arătat, că la acest nivel s-a produs o îndulcire accentuată a apelor bazinului respectiv.

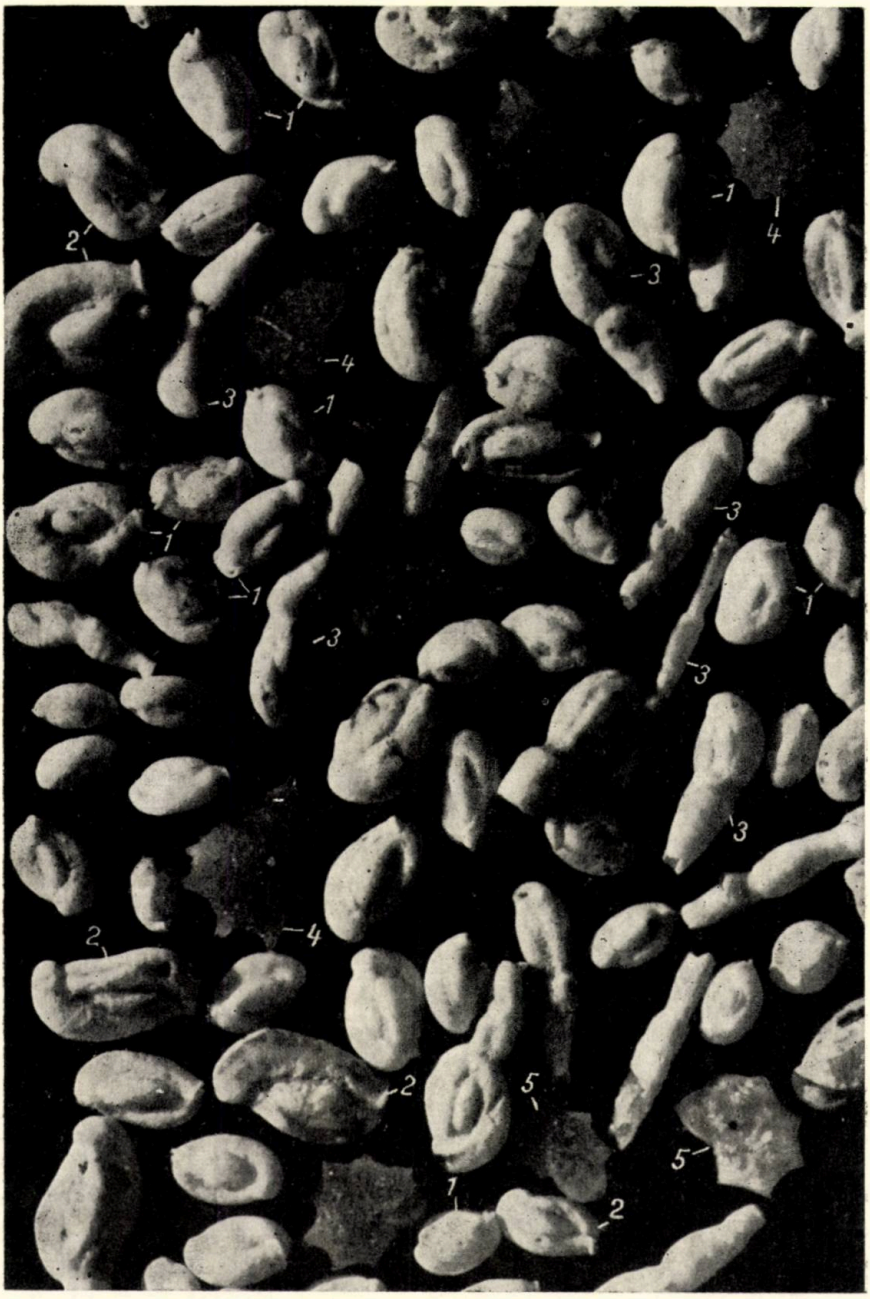
CORELAREA ZONELOR MICROFAUNISTICE CU ORIZONTURILE MACROFAUNISTICE

Urmărirea evoluţiei macro- şi microfaunei întîlnite în depozitele volhiniene din Bazinul Oaş ne-a permis să separăm patru zone microfaunistice şi patru orizonturi macrofaunistice. Dacă încercăm să facem o corelare între ele, observăm că nu se suprapun, ci prezintă extinderi diferite pe verticală. Astfel, orizontului marnelor cenuşii sărac în macrofaună din baza volhinianului îi corespunde zona cu *Quinqueloculina reussi*, iar părţii inferioare a orizontului cu *Cardium pium* (ce are circa 150 m) zona cu *Elphidium macellum* şi zona cu *Porosononion martkobi*. Ultima zonă microfaunistică (4), caracterizată printr-un conţinut sărac, are extinderea cea mai mare pe verticală (circa 120 m) şi corespunde părţii superioare a orizontului cu *Cardium pium*, orizontului cu *Cardium ringeiseni*, cît şi orizontului cu cardiacee mici.

Consideraţii stratigrafice. Asociaţia microfaunistică întîlnită în depozitele sarmaţiene din Bazinul Oaş ne indică, prin corelare cu alte regiuni, vîrsta volhiniană. După cum am arătat, în partea superioară a depozitelor sarmaţiene, microfauna este săracă atît în specii, cît şi în indivizi, dar totuşi este de tip volhinian. Speciile menţionate îşi continuă dezvoltarea din depozitele inferioare şi nu apar forme care să indice prezenţa sigură a bessarabianului.

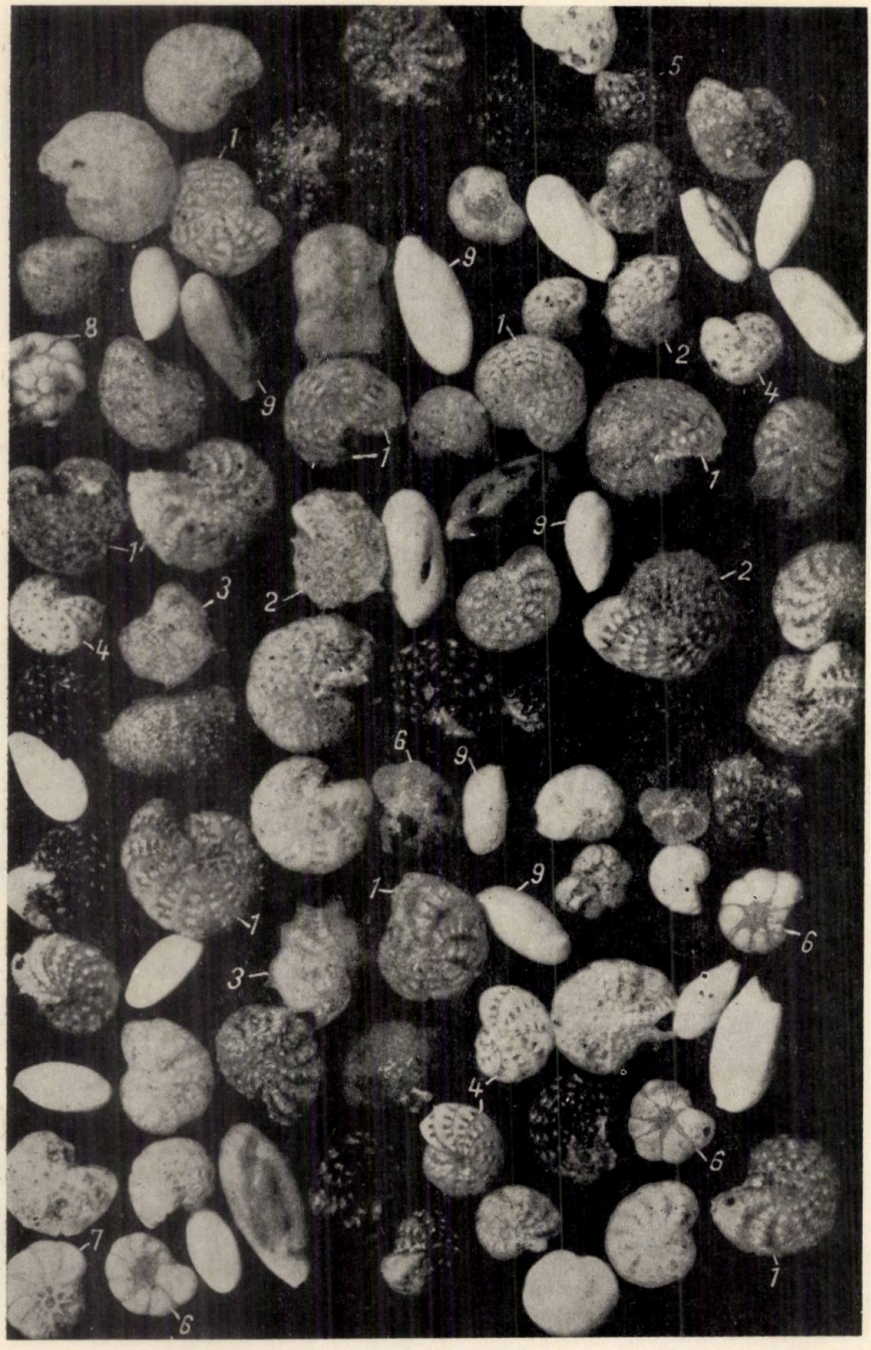
Th. Iorgulescu (1955) menţionează că partea superioară a sarmaţianului din regiunea cercetată (zona S_3) se caracterizează prin următoarele forme : *Elphidium macellum*, *Ammonia beccarii* şi *Nonion granosum*. Aceleaşi specii sînt citate şi de Alexandra Sagatovici (1968), după determinările făcute de Maria Tocorjescu. În ambele cazuri nu se specifică însă frecvenţa formelor.

În asociaţia identificată de noi, *Ammonia beccarii* este un element rar şi, chiar dacă această specie ar fi frecventă, prezenţa ei nu ne poate indica prezenţa bessarabianului, deoarece, după cum se ştie din literatură, se întîlneşte frecvent începînd din tortonianul superior şi atinge maximum de dezvoltare în actual. Astfel, în unele probe din Marea Neagră, materialul cercetat este constituit aproape exclusiv din exemplare de *Ammonia beccarii*. În sarmaţian, această specie este abundentă atît în volhinian, cît şi în bessarabian. Astfel, în depozitele volhiniene de pe Platforma Moldovenească, Bica Ionesi (1968) separă chiar o zonă cu *Ammonia beccarii*, *Porosononion subgranosus* şi *Quinqueloculina consobrina*. De asemenea, *Elphidium macellum* prezintă frecvenţă mare atît în volhinian, cît şi în bessarabian. După cum reiese chiar din orizontarea microfaunistică făcută în lucrarea de faţă, în partea inferioară a depozitelor volhiniene se identifică o zonă cu *Elphidium macellum*. În ceea ce priveşte pe *Nonion granosum*, deoarece nu este figurat în lucrările menţionate, avem unele îndoieli asupra existenţei lui, datorită faptului că se aseamănă pînă la identitate, prin aspectul general al testului şi prin ornamentaţie, cu *Porosononion subgranosus*. Deosebirea constă doar în particularităţile deschiderii.



Asociația microfaunistică cu miliolide din baza volhinianului (zona cu *Quinqu l-oculina reussi*). Volhinian, pîrîul Băilor.

1, *Quinqueloculina reussi* Bogd.; *2*, *Quinqueloculina reussi* var. *virgata* Serova; *3*, *Articulina problema* Bogd.; *4*, *Elphidium aculeatum* d'Orb.; *5*, *Elphidium josephina* d'Orb.



Asociația microfaunistică cu elfizi (zona cu *Elphidium macellum*). Volhinian, Valea Satului.

1, *Elphidium macellum* Fichtel et Moll; *2*, *Elphidium macellum* var. *aculeatum* Silvestri; *3*, *Elphidium aculeatum* d'Orb.; *Elphidium subumbilicatum* Czjzek; *5*, *Elphidium hauerinum* d'Orb.; *6*, *Porosononion martkobi* Bogd.; *7*, *Porosononion subgranosus* Egger; *8*, *Ammonia beccarii* L.; *9*, *Quinqueloculina consobrina* d'Orb.

Asociația microfaunistică cu nonionide (zona cu *Porosononion martkobi*). Volhinian, Valea Satului.

1, *Porosononion martkobi* Bogd.; *2*, *Porosononion subgranosus* Egger; *3*, *Quinqueloculina akneriana* var. *longa* Gerke; *4*, *Quinqueloculina consobrina* d'Orb.

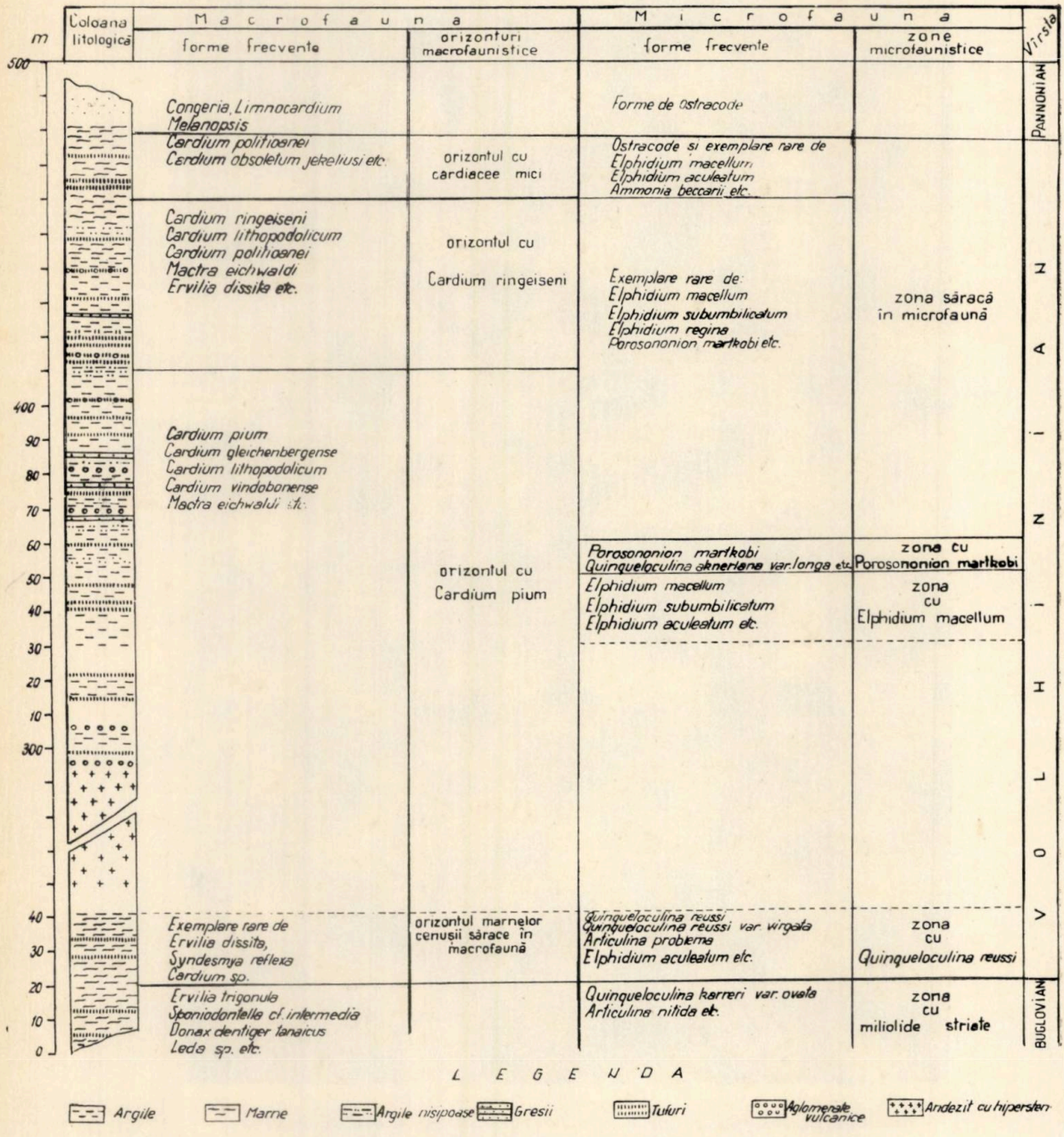


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor volhiniene din Bazinul Oașului.

Deoarece deschiderea, în majoritatea cazurilor, nu se observă pe ultima lojă și uneori nici la cele precedente, avem unele rezerve în legătură cu prezența speciei *Nonion granosum*. În orice caz, în materialul cercetat de noi, exemplarele identificate aparțin în mod sigur formei *Porosononion subgranosus*, care se întîlnește începînd din buglovian și este frecventă în volhinian și bessarabian.

În concluzie, din cele discutate mai sus, reiese că atît microfauna, cît și macrofauna întîlnite în partea superioară a sarmațianului din Bazinul Oaș nu ne oferă criterii pentru a stabili prezența sigură a bessarabianului.

CORELĂRI CU ALTE REGIUNI

Asociația cu foraminifere, identificată în depozitele volhiniene din Bazinul Oașului, prezintă multe asemănări cu microfauna menționată în volhinianul din diferite regiuni din țara noastră și din țările învecinate (tabelul nr. 1).

Ne vom referi mai întîi la țara noastră, și anume la Platforma Moldovenească, unde microfauna volhiniană este amănunțit studiată, atît în regiunea dintre Siret și Prut, de către Natalia Paghida-Trelea (1964)[6], cît mai ales între valea Siretului și valea Moldovei, de către Bica Ionesi (1960, 1968). Asociația menționată în aceste regiuni se caracterizează prin predominarea formelor de elfizi, nonionide și miliolide. Microfauna identificată în depozitele volhiniene din Bazinul Oașului prezintă multe afinități cu volhinianul de pe Platforma Moldovenească, fiind comune 41 de specii. În orizontarea pe care o face Bica Ionesi (1968) se separă în depozitele volhiniene următoarele zone microfaunistice : 1) zona cu *Quinqueloculina reussi* și *Articulina*, 2) zona cu *Elphidium rugosum*, 3) zona cu *Ammonia beccarii*, *Porosononion subgranosus* și *Quinqueloculina consobrina* și 4) zona cu *Porosononion subgranosus* și *Elphidium macellum*. Deși, în Bazinul Oașului, nu se pot identifica exact aceleași zone, cu excepția zonei cu *Quinqueloculina reussi* din bază, există însă numeroase specii comune între cele două zone superioare din Bazinul Oașului și cele trei zone din regiunea dintre valea Siretului și valea Moldovei. Dintre acestea, frecvență mare în ambele regiuni prezintă următoarele specii : *Elphidium macellum*, *E. subumbilicatum*, *E. aculeatum*, *Porosononion martkobi*, *Quinqueloculina consobrina* și *Q. akneriana*. Ca o deosebire, menționăm faptul că *Ammonia beccarii*, așa de frecventă în volhinianul de pe Platforma Moldovenească, se întîlnește rar în depozitele similare din Bazinul Oașului.

În ce privește alte regiuni din țara noastră, așa cum reiese din tabelul comparativ, asociația microfaunistică identificată în volhinianul din Bazinul Oașului are afinități cu microfauna menționată de Th. Iorgulescu (1953) în zona S_2 din Subcarpați, cît și cu cea citată de N. Mészáros și E. Nicorici (1962) în depozitele volhiniene din Bazinul Transilvaniei.

[6] Natalia Paghida-Trelea (1964), *Stratigrafia miocenului dintre Siret și Prut, pe bază de microfaună*, teză de doctorat (manuscris).

Tabelul nr. 1

Asociația de foraminifere din volhinianul din bazinul Oașului și răspîndirea ei în alte regiuni

Nr. crt.	Denumirea speciilor	Zone microfaunistice				România				U.R.S.S.				Polonia	Bulgaria	Cehoslovacia	Austria
						Platforma moldovenească											
		Zona cu *Quinqueloculina reussi*	Zona cu *Elphidium macellum*	Zona cu *Porosononion martkobi*	Zona cu microfaună săracă	Regiunea dintre Siret și Prut	Regiunea dintre valea Siretului și valea Moldovei	Depresiunea pericarpatică (Zona S_2)	Bazinul Transilvaniei	Platforma Rusă	Sudul Ucrainei (depresiunea din fața M. Negre)	Subcarpații Ucrainei	Transcarpații Ucrainei	Sud-estul Poloniei (reg. Tarnobrzeg — Chmielnik)	Nord-vestul Bulgariei	Estul Slovaciei	Bazinul Vienei
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	*Elphidium macellum* Fichtel et Moll	×	■	×	●	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
2	*Elphidium macellum* var. *aculeatum* Silvestri	×	○			+											
3	*Elphidium aculeatum* d'Orb.	●	●		×	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+
4	*Elphidium ukrainicum* Krashen.	○					+										
5	*Elphidium josephina* d'Orb.	○	×				+			+	+	+	+	+	+	+	+
6	*Elphidium angulatum* Egger	×	×		×	+	+			+			+	+	+		
7	*Elphidium hauerinum* d'Orb.	○	○	×	×	+	+						+	+	+		+
8	*Elphidium poeyanum* d'Orb.	×	×				+						+		+		
9	*Elphidium subumbilicatum* Czjzek	○	●		○	+	+			+	+		+				
10	*Elphidium listeri* d'Orb.	×	×			+	+		+		+	+		+		+	+
11	*Elphidium kvesanensis* Artch.	×					+										
12	*Elphidium antoninum* d'Orb.	×					+						+	+	+	+	
13	*Elphidium* cf. *incertum* Will.	×					+				+		+				

14	*Elphidium joukovi* Serova		×			+	+			+		+		+				
15	*Elphidium subinflatum* Cushm.		×				+											
16	*Elphidium fichtellianum* d'Orb.		×			+	+				+			+	+			
17	*Elphidium salebrosum* Serova		×			+	+					+		+				
18	*Elphidium crispum* L.		×			+	+	+	+	+	+			+	+	+	+	
19	*Elphidium mironovi* Volosch.		×				+											
20	*Elphidium alvarezianum* d'Orb.		×		○		+	+										
21	*Elphidium regina* d'Orb.				×		+			+	+	+	+	+	+	+	+	+
22	*Porosononion martkobi* Bogd.	×	○	■	×	+	+			+	+		+					
23	*Porosononion subgranosus* Egger		×	×	×	+	+		+	+	+	+	+	+	+			
24	*Nonion bogdanowiczi* Volosch.	×			×	+	+						+		+	+		
25	*Nonion germanicum* Ehrenb.	×					+											
26	*Quinqueloculina reussi* Bogd.	■				+	+			+	+	+	+		+	+		
27	*Quinqueloculina reussi* var. *virgata* Serova	■				+	+					+						
28	*Quinqueloculina akneriana* d'Orb.	○	○	○		+	+			+				+				
29	*Quinqueloculina akneriana* var. *rotunda* Gerke		○			+	+			+		+		+		+		
30	*Quinqueloculina akneriana* var. *argunica* Gerke		×	×			+											
31	*Quinqueloculina akneriana* var. *longa* Gerke			●		+	+											
32	*Quinqueloculina consobrina* d'Orb.	×	●	○		+	+			+	+		+			+		
33	*Quinqueloculina consobrina* var. *nitens* Reuss		●			+	+			+	+		+	+	+			
34	*Quinqueloculina consobrina* var. *sarmatica* Gerke		×			+	+			+	+		+	+	+	+		
35	*Quinqueloculina serovae* Bogd.			×			+									+		
36	*Quinqueloculina* cf. *moljawkoi* Didk.			×														
37	*Quinqueloculina angustioris* Bogd.			×		+	+			+								
38	*Triloculina ukrainika* Serova			×			+											
39	*Articulina problema* Bogd.	●	×			+	+			+	+		+		+			
40	*Articulina articulinoides* Gerke et Issaeva	○				+	+			+				+				

Continuare tabelul nr. 1

Nr. crt.	Denumirea speciilor	Zone microfaunistice				România				U.R.S.S.				Polonia	Bulgaria	Cehoslovacia	Austria
						Platforma moldovenească											
		Zona cu *Quinqueloculina reussi*	Zona cu *Elphidium martkobi*	Zona cu *Porosononion martkobi*	Zona cu microfaună săracă	Regiunea dintre Siret și Prut	Regiunea dintre valea Siretului și valea Moldovei	Depresiunea pericarpatică (Zona S_2)	Bazinul Transilvaniei	Platforma Rusă	Sudul Ucrainei (Depresiunea din fața M. Negre)	Subcarpații Ucrainei	Transcarpații Ucrainei	Sud-estul Poloniei (reg. Tarnobrzeg-Chmielnik)	Nord-vestul Bulgariei	Estul Slovaciei	Bazinul Vienei
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
41	*Lagena* cf. *sulcata* var. *georgiana* Djanelidze	×															
42	*Lagena costata* Will.			×													
43	*Entosolenia ovulum* Subb. et Chutz.	●															
44	*Nodosaria* sp.	×															
45	*Orbulina universa* d'Orb.	×				+	+	+	+								
46	*Discorbis conicus* Djanelidze		×														
47	*Discorbis supinus* Zhizhch.		●		●		+										
48	*Eponides* sp.		×														
49	*Bolivina* aff. *tarchanensis* Subb. et Chutz.		×			+	+										
50	*Bolivina moldavica* Didk.		○														
51	*Bolivina* sp.		×														
52	*Ammonia beccarii* L.		×		○	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+
53	*Cibicides* sp.	×	×														

Frecvența: × – foarte rar; + – rar; ○ – moderat; ● – frecvent.; ■ – foarte frecvent

Referindu-ne la țările învecinate, și anume la Uniunea Sovietică, asociații asemănătoare cu cea identificată în Bazinul Oașului se găsesc pe Platforma Rusă, în depresiunea din fața Mării Negre (sudul Ucrainei), cît și în Transcarpații și Subcarpații Ucrainei. Astfel, pe Platforma Rusă, V. I. Didkovski (1961), I. V. Venglinski (1962 a) și V. A. Krasheninnikov (1958, 1960, 1961) citează în volhinian asociații în care predomină formele de *Quinqueloculina*, *Articulina*, *Elphidium* și *Nonion*, ce prezintă multe apropieri cu asociația din regiunea cercetată (în total 20 de specii comune).

În depresiunea din fața Mării Negre (sudul Ucrainei), V. I. Didkovski (1959) identifică în volhinian o asociație cu numeroase forme de elfizi, nonionide și miliolide. Printre formele cu frecvență ridicată, comune cu asociația din Bazinul Oașului, sînt : *Elphidium macellum*, *E. subumbilicatum*, *Porosononion martkobi*, *Quinqueloculina consobrina* și *Articulina problema*.

În Transcarpații Ucrainei, I. V. Venglinski (1953, 1959, 1962 *b*) și L. V. Burîndina (1957) identifică în volhinian o asociație cu miliolide, noninide și rotaliide și separă zona cu *Quinqueloculina reussi*, ca fiind caracteristică pentru depozitele respective. Această asociație prezintă multe apropieri cu cea din regiunea cercetată de noi, cu deosebirea că aici *Quinqueloculina reussi* are frecvență mare numai în depozitele din baza volhinianului.

În Subcarpații Ucrainei, M. I. Serova (1955) separă în depozitele volhiniene o zonă cu miliolide în partea inferioară, a cărei caracteristică este dată de *Quinqueloculina reussi* și de două varietăți ale acestei forme, și o zonă cu nonionide în partea superioară, în care, pe lîngă nonionide, prezintă frecvență mare și rotaliidele. Asociația din Bazinul Oașului prezintă asemănări cu microfauna citată în volhinianul din Subcarpații Ucrainei, cu deosebirea că rotaliidele au o frecvență mică.

De asemenea, microfauna din Bazinul Oașului prezintă apropieri și cu asociațiile menționate în depozitele volhiniene din sud-estul Poloniei, regiunea Tarnobrzeg — Chmielnik (E. Luczkowska, 1964), din nord-vestul Bulgariei (M. Stanceva, 1960), din estul Slovaciei (H. Bystrika, 1958) și din Bazinul Vienei.

LA MICROFAUNE DES DÉPÔTS SARMATIENS DU BASSIN DE L'OAȘ

RÉSUMÉ

Dans cet ouvrage on fait un étude microfaunistique détaillé des dépôts sarmatiens du Bassin de l'Oaș, en étroite corrélation avec leur contenu macro-faunistique. En même temps on apporte des précisions concernant la limite sarmato-pannonienne.

Selon leur contenu macro- et microfaunistique, les dépôts sarmatiens du Bassin de l'Oaș appartiennent au Volhynien. Ces dépôts ont une extension assez grande au sud du bassin et sont constitués par une succession prédominante d'argiles, dans laquelle apparaissent fréquemment, des

minces intercalations de tufs, de tuffites et de grès feldspatiques. On rencontre plus rarement des intercalations d'agglomérats volcaniques. Leur épaisseur atteint environ 250 m (fig. 1).

Le contenu macrofaunistique se caractérise par d'abondantes formes de *Cardium*, suivies de celles d'*Ervilia*, *Syndesmya*, *Mactra*, *Musculus* et d'*Irus*. L'étude de la distribution verticale de la macrofaune nous a permis de séparer, de bas en haut, les horizons suivants (fig. 1) : 1) horizon à marnes cendrés, pauvre en macrofaune, 2) horizon à *Cardium pium*, 3) horizon à *Cardium ringeiseni* et 4) horizon à petites Cardiacées.

Du point de vue microfaunistique, les dépôts volhyniens se caractérisent par la prédominance des exemplaires d'*Elphidium*, *Porosononion*, *Quinqueloculina* et *Articulina*. Les autres espèces de Foraminifères sont rares. L'association identifiée consiste en 53 espèces (tableau 1). Tenant compte de la fréquence des espèces et de leur évolution verticale, nous avons séparé, en commençant d'en bas, les zones microfaunistiques suivantes (fig. 1) : 1) zone à *Quinqueloculina reussi*, 2) zone à *Elphidium macellum*, 3) zone à *Porosononion martkobi* et 4) zone avec une microfaune pauvre.

De la corrélation des horizons macrofaunistiques avec les zones microfaunistiques, il résulte qu'elles ne se superposent pas, et que verticalement, elles ont des extensions différentes (fig. 1).

La corrélation de la microfaune volhynienne du Bassin de l'Oaş avec d'autres régions (tableau 1) nous confirme la plupart des affinités avec les associations mentionnées dans le Volhynien de la Plate-forme Moldave, de la Plate-forme Russe, des Subcarpates et des Transcarpates d'Ucraine.

La limite sarmato-pannonienne peut être tracée, sur la base du contenu macro et microfaunistique, à partir des dépôts qui suivent l'horizon à petites Cardiacées.

BIBLIOGRAFIE

Burîndina L. V. (1957), *Stratigraficeskoe raspredelenie fauni foraminifer v miotenovîh otlojeniiah Zakarpatia*, Gheol. sbornik, Lvov, **4**.

Bystrika H. (1961), *Mikrofauna sarmatu vychodneho Slovenska*, Acta geol. et geogr., Univ. Comeniae, Bratislava, **1**.

Didkovski V. I. (1959), *Pro mikrofaunu nijnogo sarmata Priciornomorskoi zapadini v mejah URSR*, Gheol. jurn., Kiev, **XIX**, *3*.

— (1961), *Miliolidi neogenovih vidkladiv pivdennozahidnei ciastini rosiiskoi platformi*. Tr. Inst. gheol. nauk, Kiev, *39*.

Ionesi Bica (1960), *Microfauna sarmaţianului inferior din regiunea Pîrteşti de Jos — Strigoaia—Ilişeşti (reg. Suceava)*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, secţia a II-a (şt. nat.), **VI**, *4*.

— (1968), *Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi valea Moldovei*, Edit. Academiei, Bucureşti.

Iorgulescu Th. (1953), *Contribuţii la studiul micropaleontologic al miocenului superior din Muntenia de est (Prahova şi Buzău)*, An. Com. geol., **XXVI**.

— (1955), *Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare*, D.S., Com. geol., **XXXIX**.

Kraşeninnikov V. A. (1958), *Rotaliidi i anomalinidi miotenovîh otlojenii Podolii*, Tr. Vnigri, „Paleont.", Leningrad, sb. **II**, *9*.

— (1960), *Elfidiidi miotenovîh otlojenii Podolii*, Moscova.

— (1961), *O nekotorîh melkovodnîh i glubokovodnîh foraminiferah miotenovîh otlojenii Podolii*, Vopr. mikropaleont., Moscova, **5**.

LUCZKOWSKA E. (1964), *Stratigrafia micropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg-Chmielnik*, Práce geol., Varşovia, **20**.

MÉSZÀROS N., NICORICI E. (1962), *Contribuții la stabilirea limitei dintre tortonian și sarmațian între Cluj și Turda, cu privire generală asupra conținutului și poziției stratigrafice a buglovianului*, St. cerc. geol., **VII**, *1*.

PAPP K. (1915), *A magyar biradalom vaserzs kőszénkeszlete*, Budapesta.

PAUCĂ M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni*, An. Com. geol., **XXVII**.

SAGATOVICI ALEXANDRA (1968), *Studiul geologic al părții de vest și centrale a Bazinului Oaș*, St. tehn. econ., Com. Stat geol., Seria J, *5*, București.

SEROVA M. I. (1955), *Stratigrafiia i fauna foraminifer miotenovih otlojenii Predkarpatia*, Mat. biostr. zapad. obl. Ukrainskoi SSR, Moscova.

STANCEVA M. (1960), *Sarmatski foraminiferi ot severozapadna Bălgaria*, Trud. vărhu geolog. na Bălgaria, Sofia, Ser. paleont., **II**.

VANCEA A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Academiei, București.

— (1967), *Limita miocen-pliocen în Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

VENGLINSKI I. V. (1953), *Mikropaleontologhiceskaia harakteristika sarmatskih otlojenii Zakarpatskoi oblasti*, Naukovi zapiski, Lvov, Seria geol., **XXIII**, *6*.

— (1959), *K stratigrafii miotena zakarpatskogo proghiba. Gheologhicieskoe stroenie i neftegazonosnosti zapadnih i iujnih oblastei Ukraini*, Otdelnii ottisk, Kiev.

— (1962 *a*), *O novih vidah Nodobacutariella iz Buglovskih otlojenii Podolii.*, Paleontol. jurn., Moscova, **3**.

— (1962 *b*), *Biostratigrafiia miotenu Zakarpatia za faunoiu foraminifer*, Kiev.

Primit la redacție
la 13 martie 1969

Facultatea de geologie-geografie
a Universității „Al. I. Cuza" din Iași
și Facultatea de geologie-geografie
a Universității București

RELAȚII ÎNTRE LITOFACIES ȘI CONȚINUT PALEONTOLOGIC LA NIVELUL CU *LEPTANODONTA* (MEOȚIAN SUPERIOR)

DE

IOANA PANĂ și IOANA MAREȘ

Marea instabilitate a litologiei și a faunei depozitelor pliocene face ca fixarea limitelor stratigrafice să reprezinte o chestiune foarte mult discutată. Din această cauză nu s-a căzut de acord asupra stabilirii limitelor dintre etaje și cu atît mai puțin asupra stabilirii unor nivele paleontologice reper în cadrul etajelor.

În urma cercetărilor amănunțite, efectuate în zona de curbură a Carpaților, s-a constatat că anumite fosile apar la același nivel stratigrafic, indiferent de caracterul rocii. Așa este cazul celor patru nivele cu congerii și al nivelului cu *Leptanodonta*, din meoțian. Întrucît congeriile din meoțian au constituit subiectul altor lucrări (I o a n a P a n ă, 1963 și 1966), în lucrarea de față ne propunem să discutăm valoarea stratigrafică a nivelului cu *Leptanodonta*, nivel care s-a dovedit a avea o mare individualitate, așa cum remarcase încă din 1927 K. K r e j c i.

Stratigrafic, nivelul cu *Leptanodonta* este plasat la partea terminală a meoțianului superior. El a fost urmărit în toată zona de curbură a Carpaților (între valea Buzău și valea Rîmnic), precum și în regiunea dintre valea Ialomiței și Rîul Alb. În 1927, nivelul cu *Leptanodonta* a fost descris pentru prima dată de K. K r e j c i în regiunea Bucea (Cîmpina), identificarea lui spre est și spre vestul acestei zone dovedind continuitatea nivelului în meoțianul extracarpatic. Pretutindeni are aceeași poziție stratigrafică și, în general, aceeași componență paleontologică. Ceea ce diferă este litofaciesul în care apare genul *Leptanodonta*, mărindu-i astfel valoarea de fosil caracteristic.

Față de nivelul cu *Congeria novorossica* Sinz., considerat ca nivel de limită între meoțian și ponțian, nivelul cu *Leptanodonta* se plasează la distanță stratigrafică diferită, care variază între 0,5 și 30 m. Analiza materialului paleontologic a arătat (I o a n a P a n ă, 1966) că, în zonele unde stă numai la 0,5 m sau unde este contopit cu nivelul cu *Congeria*

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 227–238, București, 1970

novorossica Sinz. (Rîul Alb), sîntem în prezenţa unei condensări de zone în regiunea de ţărm. Aspectul cochiliilor de *Leptanodonta*, precum şi al celorlalte fosile care intră în asociaţie, diferă după granulaţia materialului detritic.

Pornind de la această observaţie, am recurs la un studiu microscopic al rocilor, cu intenţia de a lămuri relaţiile dintre litofacies şi fosilă. Deoarece rocile sînt în strînsă legătură cu caracterul tectonic al regiunii, am grupat observaţiile referitoare la litofacies pe trei zone cu regim tectonic diferit :

1 — zona cu tectonică complicată (Pătîrlagele, Bădila, Bălăneasa, Berca) ;

2 — zona cu tectonică simplă (valea Scoarţei, valea Ursoaia) ;

3 — zona cu subsidenţă accentuată (valea Slănic, valea Rîmnic).

Ca termen de comparaţie a fost descris şi nivelul cu *Leptanodonta* dintr-o zonă mult îndepărtată spre vest, zona Pietrari — Şipote (între valea Ialomiţei şi Rîul Alb).

Pentru a lămuri relaţiile rocă-fosilă, s-a urmărit (în special în regiunea de curbură) atît dezvoltarea regională (pe orizontală) a nivelului cu *Leptanodonta*, cît şi dezvoltarea lui în timp (pe verticală) şi s-a constatat că există diferenţe în compoziţia litologică, în special pe orizontală, şi numai în anumite sectoare şi pe verticală (sectorul cu tectonică complicată). În funcţie de aspectul litologic, diferă forma generală a cochiliei de *Leptanodonta*.

1) În zona cu tectonică complicată, nivelul cu *Leptanodonta* permite separarea a trei orizonturi petrografice :

a — orizontul inferior, caracterizat prin roci cu granulaţie mai fină, cu oolite incipiente (văile Bălăneasa, Bădila, Sărăţel — Berca) sau fără oolite (pl. VI) ;

b — orizontul mediu, caracterizat prin calcare oolitice, cu oolite dezvoltate şi uniforme ca mărime (0,26—0,30 mm), cum sînt cele de la Bădila (pl. VI) ;

c — orizontul superior, caracterizat prin calcare cu oolite de dimensiuni mari (0,8—1 mm), în general de formă sferică (valea Bălăneasa, Bădila, Pătîrlage).

Variaţia dimensională a granulelor, precum şi raportul care există între cantitatea de ciment, materialul detritic şi frecvenţa oolitelor au determinat varietăţi de roci cu texturi şi structuri diferite, în cadrul aceluiaşi orizont.

a) Orizontul inferior diferă de la un afloriment la altul. Pe valea Bălăneasa (Tocileni), se întîlneşte o gresie calcaroasă oolitică, cu un ciment de umplere şi pe alocuri ciment bazal. Materialul detritic este destul de abundent (cuarţ, feldspat, mice, glauconit, resturi de organisme), el reprezentînd nucleul oolitelor. Oolitele sînt de dimensiuni mici (0,02—0,20 mm), alcătuite din una sau două zone concentrice de calcit. Forma lor este variată, fiind determinată de forma nucleului ; predominante sînt oolitele rotunjite cu nucleu sferic sau cu nucleu de oolite remaniate şi de pseudoolite. Se întîlnesc însă şi oolite alungite, al căror nucleu este format mai ales din resturi de organisme remaniate.

Pe valea Sărăţel — Berca, orizontul inferior este reprezentat printr-o gresie oolitică cu foarte mult material detritic şi mai puţin ciment feruginos. Oolitele sînt mici, cu o singură zonă de calcit, care mulează

nucleul de dimensiuni mici; s-au întîlnit și oolite fără nucleu sau oolite cu nucleu de oolite remaniate.

La Bădila, același orizont este reprezentat printr-o gresie lipsită de oolite, avînd un aspect pelitic argilos-feruginos, cu mult sericit și cu minerale argiloase.

Leptanodontele întîlnite în nivelul inferior au cochilia alungită, puțin înaltă și valvele deschise atît la partea anterioară, cît și la cea posterioară.

b) Orizontul mediu este reprezentat în toată zona cu tectonică complicată printr-un calcar oolitic, în care oolitele sînt mai dezvoltate, uniforme ca mărime și de talie mai mare (0,26—0,30 mm), cum sînt cele de la Bădila și Bălăneasa (pl. VI, fig. 1 și 2). Nucleele oolitelor (cuarț metamorfic, feldspați, mice, granule de calcit, oolite remaniate, resturi de organisme) sînt îmbrăcate de 2—3 zone de carbonat de calciu, dispus concentric și radiar. Zonele de carbonat sînt delimitate de pelicule de oxizi de fier, care pătrund și în oolite deja formate. Pelicula superficială creează falsa imagine a unor oolite feruginoase, cînd în realitate ele sînt formate din carbonat de calciu. Mediul în care se formau oolitele avea în egală măsură carbonat de calciu și oxid de fier, substanțe care, după formarea oolitelor, precipită împreună, formînd cimentul. Acest orizont mediu se deosebește deci de cel inferior prin pierderea caracterului grezos, oolitele formînd majoritatea elementelor componente ale rocii, și prin numărul mai mare de zone concentrice pe care îl au oolitele. Leptanodontele întîlnite în acest orizont au cochilia mai scurtă și mai înaltă, raportul dintre înălțime și lungime fiind diferit (pl. VI).

c) Orizontul superior se caracterizează prin prezența unor oolite de dimensiuni mari (0,2—0,8—1 mm), care formează masa calcarelor (pl. V, fig. 1—4). Nucleele sînt de aceeași natură ca în orizonturile mediu și inferior, însă mai rotunjite: cuarț, metamorfic (pl. I, fig. h și m; pl. II, fig. y și t); feldspați (pl. I, fig. o și g; pl. II, fig. s și p); muscovit, calcit (pl. I, fig. b și i; pl. II, fig. n, u și v); oolite vechi (pl. I, fig. d și k; pl. II, fig. n, s și z), resturi de organisme. Numărul zonelor de carbonat de calciu este mai mare: 3—4 zone (pl. I, fig. f, g și m; pl. II, fig. o, r, s și t), 3—7 zone (pl. I, fig. d, e și i), rar se întîlnesc 1—2 zone în acest orizont (pl. I, fig. l și k; pl. II, fig. u, v, w și q), dispuse concentric și radiar, determinînd forma mai mult sferică a oolitelor. Mai rar se întîlnesc oolite alungite sau ovoide (pl. I, fig. k și l; pl. II, fig. u și v), majoritatea avînd un nucleu alcătuit din fragmente de organisme. Păturile de carbonat de calciu sînt diferențiate prin pelicule de oxid de fier, care, pătrunzînd în zonele de calcit, le colorează diferit. Dimensiunile nucleelor nu depășesc grosimea zonelor concentrice (0,02—0,24—1 mm). Se întîlnesc și oolite compuse din două sau trei oolite simple prinse într-un înveliș comun (pl. I, fig. a; pl. II, fig. n) sau oolite fără nucleu, care de fapt au nucleul format din oolite remaniate din sarmațian. Unele oolite prezintă o alternanță între zonele concentrice radiare și concentrice microcristaline (pl. I, fig. i și c; pl. II, fig. s); se întîlnesc și pseudoolite. Ca și în orizontul mediu, cimentul este calcaros-feruginos. Leptanodontele din acest orizont superior prezintă o cochilie scurtă și foarte înaltă, cu raportul lungime/înălțime complet diferit de cele din orizonturile precedente (pl. IV).

Privite în ansamblu, cele trei orizonturi petrografice nu se diferenţiază prin materialul detritic originar, care este acelaşi şi de aceleaşi dimensiuni pe toată grosimea nivelului cu *Leptanodonta*. Ceea ce diferă este numai gradul de dezvoltare al oolitelor, atît procentual, cît şi dimensional, precum şi forma oolitelor. Dimensiunile oolitelor fac ca granulaţia rocilor să difere şi, o dată cu ea, şi forma cochiliei de *Leptanodonta*.

2) Zona cu tectonică simplă din regiunea Buzău are nivelul cu *Leptanodonta* dezvoltat uniform litologic pe toată grosimea lui, fiind reprezentat prin marne argiloase. Se constată numai că la partea superioară marna este colorată roşu-verzui, deoarece oxizii de fier, foarte abundenţi în zonele faliate, au invadat întreaga regiune dintre Pătîrlage şi valea Bălăneasa. Pe valea Scoarţei, valea Buzău, valea Ursoaia, unde apare litofaciesul marnos-argilos, se constată că leptanodontele au o cochilie alungită, foarte puţin înaltă şi uşor torsionată posterior. Ele apar asociate cu alte specii de unionide.

3) În zona cu subsidenţă accentuată (între valea Slănic şi valea Rîmnic) se depun roci în care nu se întîlnesc oolite şi nu sînt limonitizări. În valea Slănicului se formează o gresie fină argiloasă-calcaroasă, aleuropelitică, în care cimentul de legătură este subordonat materialului detritic. Granulele sînt de dimensiuni mici (0,02—0,34 mm), cu forme semirotunjite. Predomină cuarţul metamorfic, feldspaţii proaspeţi, glauconitul, precum şi granatul, zirconul, magnetitul.

În valea Rîmnic diferă numai cimentul rocii, care este de natură mecanică.

Uniformitatea rocii pe toată grosimea nivelului cu *Leptanodonta* din zona cu subsidenţă accentuată face ca şi cochiliile de leptanodonte să fie foarte asemănătoare ca aspect exterior, ele încadrîndu-se în tipul relativ alungit pe care îl întîlnim şi în orizontul mediu din zona cu tectonică complicată.

În zona Pietrari — Şipote, nivelul cu *Leptanodonta* este contopit cu cel cu *Congeria novorossica* Sinz. Şi aici se constată o variaţie de facies pe orizontală în cadrul acestui nivel. La Şipote litofaciesul este grezos-calcaros, în timp ce pe valea Putinei el este argilos-marnos.

Observată la microscop, gresia de la Şipote s-a dovedit a fi o gresie grosieră, cu elemente detritice mari (1,5 mm), angulare, reprezentate prin: cuarţ (0,06—1,5 mm), feldspat (0,10—1,3 mm), fosfaţi (0,26—0,80 mm), fragmente de cuarţite (0,14—1,20 mm), biotit, staurolit, fragmente de organisme, oolite (0,5—0,7 mm), pseudoolite (0,3—0,8 mm); în cea mai mare parte elementele detritice sînt de natură metamorfică. Toate granulele au numai cîte o zonă subţire concentrică de carbonat de calciu, deci numai începuturi de formare de oolite. Cimentul este microgranular (pl. III; pl. VI).

Cele două tipuri de litofaciesuri din zona Pietrari —Şipote fac ca şi forma cochiliilor de leptanodonte să difere; în litofaciesul marnos se întîlnesc cochilii alungite; în litofaciesul grezos, leptanodontele au cochilii relativ alungite, ca şi cele din zona cu subsidenţă accentuată sau din orizontul mediu din zona cu tectonică complicată.

Deşi atît de diferit litologic, nivelul cu *Leptanodonta* se caracterizează, în toată regiunea de la exteriorul Carpaţilor, prin aceeaşi reducere a genurilor de fosile care îl populează. Populaţia este alcătuită în majo-

ritate din genul *Leptanodonta*, care apare asociată cu alte specii de naiadide în litofaciesul marnos-argilos și numai cu *Valvata* și *Theodoxus* în litofaciesul grezos-oolitic.

Din studiul litofaciesului se desprinde ideea că *Leptanodonta* nu este legată de prezența oolitelor, dar își găsește cele mai bune condiții de viață în faciesurile oolitice și feruginoase.

Se știe că formarea oolitelor este legată de ape puțin adînci, agitate, bogate în carbonat de calciu, condiții care sînt întîlnite în regiunile litorale. Suprasaturarea în carbonat de calciu duce la depunerea crustelor concentrice în jurul granulelor aflate în suspensie. Dar aceasta presupune două condiții de viață mai puțin favorabile pentru organisme : exces de carbonat de calciu (de cele mai multe ori și de oxid de fier) și o turbulență a apelor. Fenomenele care provocau agitația apelor au fost puternice și de scurtă durată, aceasta fiind dovedită de centrele multiple de cristalizare. La aceste condiții nu s-au putut adapta decît unele organisme. Așa se explică selectarea faunei meotiene, din care nu supraviețuiesc decît leptanodontele, unele naiadide, valvatele și *Theodoxus*.

Temperatura de $\pm$ 20° și pH-ul influențează formarea, creșterea oolitelor, recristalizarea granulelor, precum și dezvoltarea organismelor. Raportul în care se găsesc diferiți ioni din apă a jucat rol important în adaptarea organismelor. Se știe că animalele nu pot trăi în soluții monosaline. Fiecare organism suportă un anumit raport între sărurile cationilor. Sodiul oprește permeabilitatea organismelor, iar calciul o micșorează. Acțiunea antagonistă a elementelor este anulată la o anumită valoare, proprie pentru fiecare organism. Dar în soluții, ionii cu acțiune antagonistă sînt foarte numeroși și adeseori antagonismul se manifestă nu numai între elemente simple (Na, Ca), ci și între elemente complexe. Pentru anumite organisme, modificarea raportului ionic poate fi uneori mai nocivă decît o soluție monosalină.

Raportul ionic a influențat și formarea oolitelor, fapt care explică succedarea zonelor de calcit și de limonit. Diageneza avansată a favorizat alternanța zonelor concentrice cu zonele radiare. Întreruperile temporare în creșterea oolitelor a prilejuit recristalizarea sau granularea (transformarea în strate microgranulare) zonelor de carbonat de calciu.

Este interesant de remarcat faptul că granulația stratelor oolitice din nivelul cu *Leptanodonta* (zona cu tectonică complicată) este inversă decît într-un ritm obișnuit de sedimentare ; granulația este mai mică în baza nivelului și crește spre partea superioară, o dată cu creșterea concentrației apelor care a facilitat precipitarea cît mai multor zone de carbonat de calciu. Concentrația mare a apelor mărea puterea de a menține în suspensie particule, ceea ce explică numărul din ce în ce mai mare al zonelor concentrice a oolitelor din partea superioară a nivelului, forma preponderent sferică și talia lor mare.

Excesul de carbonat de calciu micșorează permeabilitatea organismelor, deci influențează factorul osmotic, care, așa cum arată E. A. P o r a (1961), este factorul hotărîtor care determină calitatea adaptării organismelor din Marea Neagră : „Adaptarea organismelor la salinități micșorate se face pe două căi fiziologice : 1) pe calea izosmozei, prin care mediul inferior al animalului este și rămîne egal cu mediul exterior din punct de vedere al concentrației moleculare, și 2) pe calea hiperosmozei,

prin care mediul interior al animalului rămîne egal cu mediul originar mediteranean, chiar dacă concentraţia moleculară externă devine foarte diluată". Prin aceste două mecanisme de adaptare, multe organisme au trecut din medii cu o salinitate normală în medii cu o salinitate scăzută.

Organismele actuale hiperosmotice au o răspîndire spaţială mare, ele dispunînd de mecanisme speciale care menţin concentraţia internă a animalului. Metabolismul unor astfel de organisme este asemănător. În schimb, la organismele izosmotice actuale, metabolismului variază după salinitatea locală. Metabolismul diferit face să se diferenţieze specii fiziologice diferite, care reprezintă însă o singură specie morfologică. Cu timpul, modificările fiziologice aduc şi modificări în morfologie, apărînd specii morfologice sau morfospecii care reprezintă de fapt saltul calitativ.

Aspectul diferit al morfologiei externe a cochiliei de *Leptanodonta*, în funcţie de litofacies, de frecvenţa şi dimensiunile oolitelor, ne face să presupunem că ele se încadrau în grupul de organisme izosmotice, aşa cum sînt astăzi unionidele. De fapt, un studiu atent al dentiţiei leptanodontelor arată că ele nu sînt complet lipsite de dinţi, ci, indiferent de litofaciesul din care sînt recoltate, păstrează pe valva dreaptă un dinte cardinal rudimentar şi doi dinţi laterali posteriori lamelari, iar pe valva stîngă o fosetă cardinală şi două fosete pentru dinţii laterali posteriori, între care se conturează un dinte lateral posterior. Platoul cardinal anterior este lăţit, cu tendinţă de repliere către exterior, căreia îi corespunde pe partea externă o lunulă bine vizibilă (pl. VII, fig. 4). O astfel de dentiţie simplificată se întîlneşte şi la alte genuri de unionide; există şi genuri la care dentiţia este complet regresată (*Anodonta*). Dacă la aceste observaţii adăugăm faptul că pe partea internă cochilia are un strat subţire de sidef, apare şi mai justificată plasarea lor în familia naiadidelor (*Unionidae*) K. K r e j c i şi W. W e n z, 1927; W. W e n z, 1942) şi nu în cea a dreissensidelor (O. B o l g i u, 1945).

Ceea ce diferă la exemplarele recoltate de noi este raportul dintre înălţime, lăţime şi între lungimea părţii posterioare şi anterioare, deci poziţia umbonelui (pl. VIII, IX şi X). Aceste caractere ni se par insuficiente pentru separarea unor specii. Ele apar ca nişte modificări ale morfologiei externe, fără a afecta caracterele interne ale cochiliei (toate au dentiţie heterodontă simplificată, sînt dimiate) unei populaţii, deci ele apar ca morfospecii, care pot fi echivalente cel mult cu trei subspecii.

În acest caz, cele trei morfospecii ar fi:

— *Leptanodonta rumana alta* n.ssp., cu cochilie scurtă şi înaltă, legată de orizontul oolitic grosier;

— *Leptanodonta rumana oblonga* n.ssp., cu cochilie relativ înaltă, cu partea posterioară cu tendinţă de alungire, legată de faciesuri grezoase sau calcare cu oolite de dimensiuni mici;

— *Leptanodonta rumana contorta* n.ssp., cu cochilia foarte alungită, partea posterioară torsionată, iar cea anterioară ascuţită, triunghiulară, fiind legată de faciesuri pelitice sau de nisipuri fine argiloase (pl. IV). Uneori, aceste trei morfospecii (subspecii) apar în acelaşi afloriment, însă în orizonturi petrografice diferite, cu sortarea granulometrică pe verticală, cum este cazul aflorimentului de la Bădila, care poate fi considerat ca un afloriment clasic; alteori apar în aflorimente diferite.

Poziția cochiliilor este indiferentă față de stratificație, ceea ce ar sugera o agitație a apelor, care favoriza pe anumite sectoare formarea oolitelor, dar în același timp determina afundarea în substrat a singurelor lamelibranhiate care supraviețuiesc la acest nivel stratigrafic, leptanodontele. Este vorba deci de populații, de biocenoze legate de litofacies, de pH, de salinitate, grad de aerare, cantitate de hrană și alte condiții ecologice care au dus la selectarea faunei și la modificarea aspectului extern al cochiliei.

Deci *Leptonodonta* este un gen de naiadid care trăia afundat în substrat, gradul de afundare fiind în funcție de granulația sedimentelor; afundarea mai puternică din sedimentele pelitice face ca valvele să fie foarte alungite, uneori cu partea posterioară torsionată, iar partea anterioară îngustată (pl. IV); în sedimentele psamitice, inclusiv oolitele, cochilia este mai scurtă, mai înaltă și cu partea anterioară rotunjită. Afundarea în substrat este dovedită și de faptul că la ambele extremități (anterior și posterior) cochilia este deschisă, lăsînd să iasă la suprafață sifonul prin partea posterioară și piciorul prin partea anterioară, cu care sapă în substrat.

Asociația de moluște care se găsește la acest nivel dovedește o salinitate scăzută.

Dezvoltarea oolitelor în zona cu tectonică complicată se explică prin faptul că pe falii veneau soluții mineralizate, dintre care, pe lîngă CO_3Ca, precipită și oxidul de fier. Dimensiunile oolitelor, precum și gradul de oxidare feruginoasă, sînt în strînsă legătură cu profunzimea faliei. Maximul de dezvoltare îl au oolitele acolo unde falia pericarpatică afectează depozitele meoțiene, așa cum este cazul pe valea Bălăneasa și la Bădila.

Litofaciesul și morfospeciile sînt în strînsă legătură cu caracterul tectonic al unei regiuni.

RELATIONS ENTRE LE LITHOFACIÈS ET LE CONTENU PALÉONTOLOGIQUE DU NIVELAU À *LEPTANODONTA* (MÉOTIEN SUPÉRIEUR)

RÉSUMÉ

Le niveau à *Leptanodonta*, emplacé stratigraphiquement à la partie terminale du Méotien supérieur, a des épaisseurs variables et une lithologie différente, mais un même contenu paléontologique. Ce qui diffère c'est l'aspect des coquilles de *Leptanodonta*, en fonction de la granulation du matériel détritique.

Vu que les roches sont en étroite liaison avec le caractère tectonique de la région, nous avons groupé les observations concernant le lithofaciès en trois zones à régime tectonique différent :

A.) La zone à tectonique compliquée qui permet de séparer trois horizons pétrographiques dans l'épaisseur du niveau à Leptanodontes; a) l'horizon inférieur, caractérisé par des roches à granulation fine, à oolithes en formation ou sans oolithes; les Leptanodontes rencontrés

dans ce niveau ont la coquille allongée, de petite hauteur; b) l'horizon moyen caractérisé par des calcaires oolithiques, à oolithes développés, uniformes comme dimension (0,26—0,30 mm), ayant un grand nombre de zones concentriques et des pellicules superficielles de limonite; les Leptanodontes de cet horizon ont une coquille plus courte et plus haute; c) l'horizon supérieur, caractérisé par des calcaires à oolithes de grandes dimensions (0,8—1 mm), en général sphériques, à grand nombre de zones concentriques, alternativement radiaires et microcristallines, différenciées par des pellicules d'oxyde de fer; les Leptanodontes de cet horizon présentent une coquille courte et très haute.

Les trois types de coquilles sont considérés comme des morpho-espèces dans le cadre d'une population et correspondent à trois sous-espèces : *Leptanodonta rumana alta* n. subsp., *Leptanodonta rumana oblonga* n. subsp., *Leptanodonta rumana contorta* n. subsp.

B.) La zone à tectonique simple dont le niveau à *Leptanodonta* présente un développement lithologique uniforme dans toute son épaisseur, les exemplaires ayant une coquille allongée, de faible hauteur et légèrement enroulée postérieurement (*Leptanodonta rumana contorta* n. subsp.).

C.) Dans la zone à subsidence accentuée on ne trouve pas d'oolithes, mais une uniformité de la roche dans toute l'épaisseur du niveau à *Leptanodonta*, ce qui fait que les coquilles de cette espèce soient très semblables comme aspect extérieur à celles de l'horizon moyen de la zone à tectonique compliquée (*Leptanodonta rumana oblonga* n. subsp.).

De l'étude du lithofaciès se détache l'idée que les *Leptanodonta* ne sont pas reliés à la présence des oolithes, mais qu'ils trouvent les meilleures conditions de vie dans les faciès colithiques et ferrugineux.

Il résulte également qu'aussi bien le lithofaciès que les morpho-espèces sont rattachés au caractère tectonique de la région.

BIBLIOGRAFIE

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

BOLGIU O. (1945), *Contribution à la Paléontologie du pliocène de Roumanie*, Bull. Sect. sci., **XXVII**, *6*.

CAROZZI A. (1953), *Pétrographie des roches sédimentaires*, Paris.

CAROZZI A. (1961), *Distorded oolites and pseudoolites*, Journ. Sedim. Petrol, *31*.

KREJCI K., WENZ W. (1927), *Beobachtungen in Schacht I auf Grübe Bucea Cîmpina*, Centralbl. Min., *10*, 416.

CAYEUX L. (1935), *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées*, Paris.

MONAGHAN P. şi colab. (1956), *The origin of calcareas ooliths*, Journ. Sedim. Petrol, *26*, 2.

PANĂ IOANA (1963), *Contribuţii la orizontarea stratigrafică a depozitelor pliocene din R.S.R. pe bază de congerii*, Rezumatele lucrărilor Congr. Asoc. carp.-balc., Varşovia, 1963.

PANĂ IOANA (1966), *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Bălăneasa*, St. teh. econ., Inst. geol., Seria J, *1*.

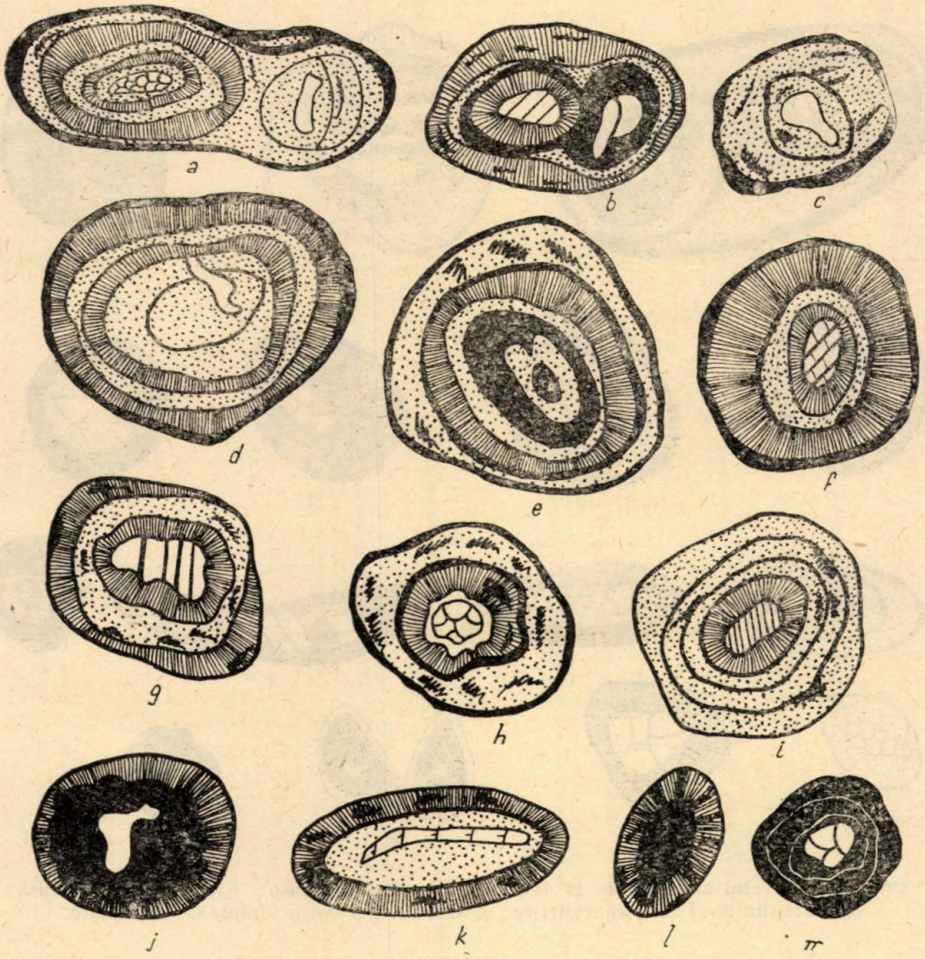
PORA E. A. (1961), *Consideraţii asupra importanţei factorului osmotic şi factorului rapic în diferenţierea vieţii în Marea Neagră*, Hidrobiol., **III** (Simpozionul „Biologia Mării Negre", Constanţa 1961).

WENZ W. (1942), *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete*, Senckenbergiana, **24**, Frankfurt a Mein.

Primit la redacţie
la 7 mai 1969

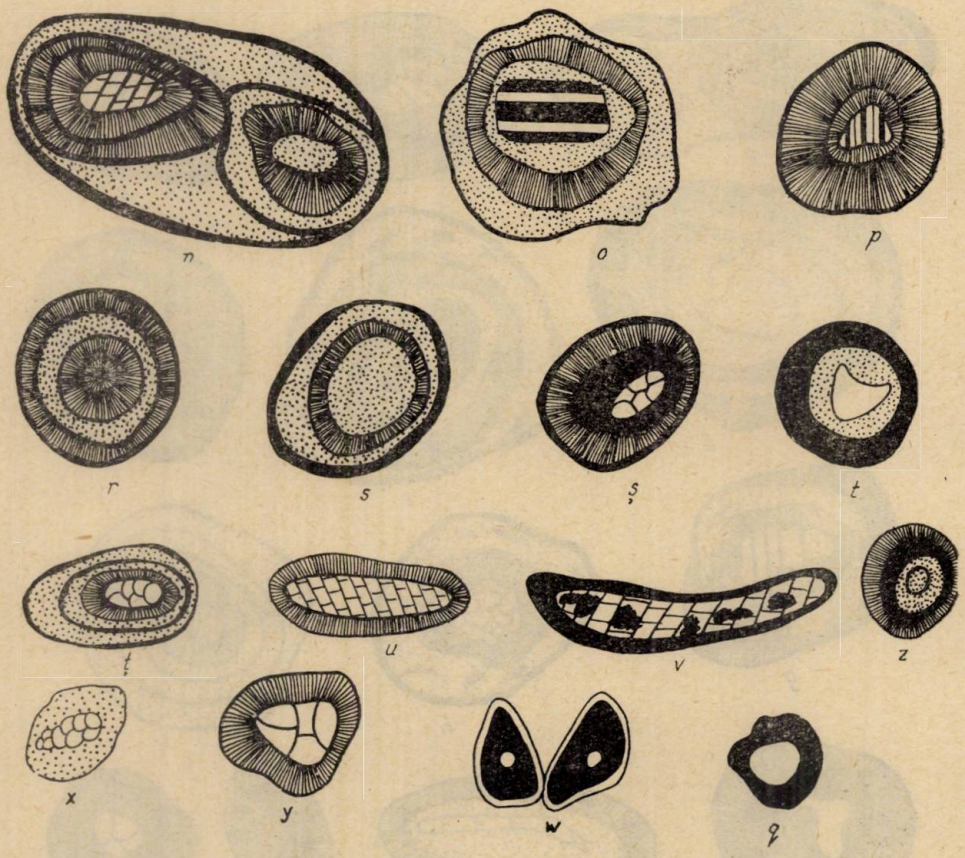
Facultatea de geologie-geografie
a Universităţii Bucureşti

PLANȘA I



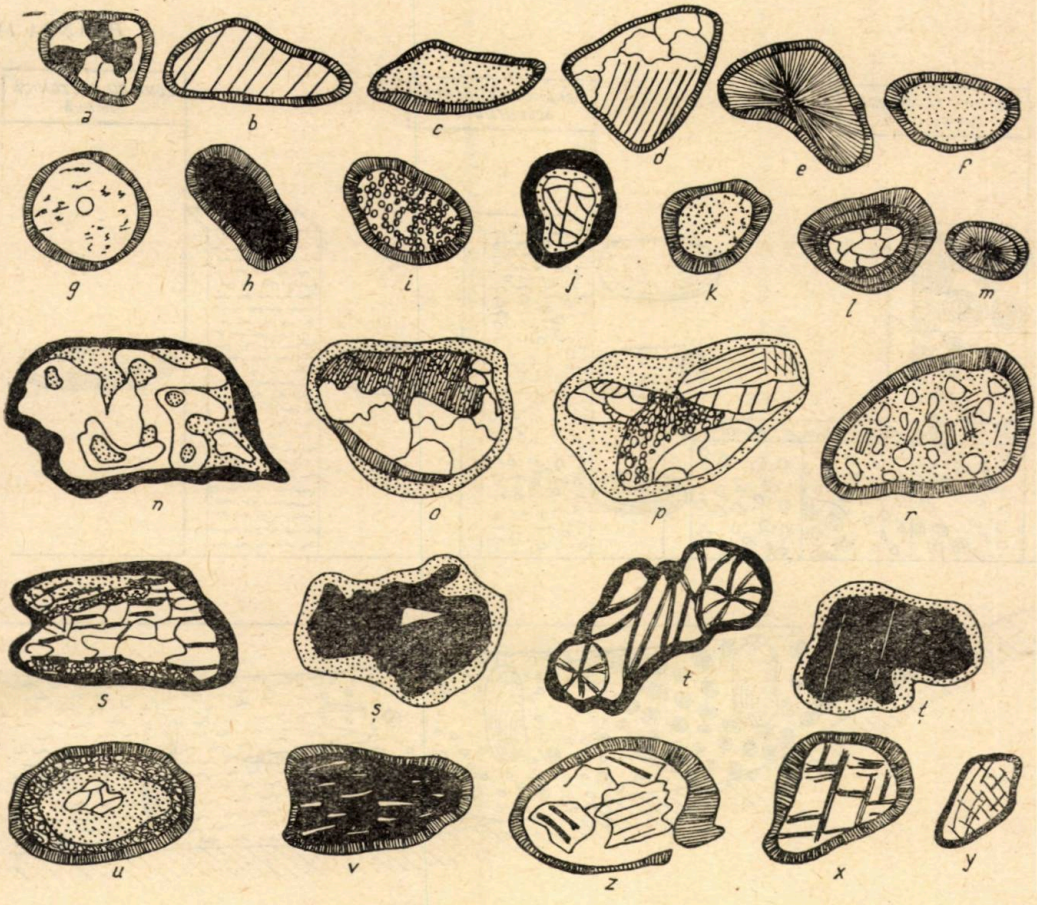
Oolite din nivelul superior de la Bădila. *a*, *b*, Oolite compuse; *d*, *e*, *i*, oolite formate din 5—6 zone; *c*, *f*, *g*, *h*, *m*, oolite formate din 3—4 zone; *j*, *k*, *l*, oolite simple sau fuzionate.

PLANȘA II

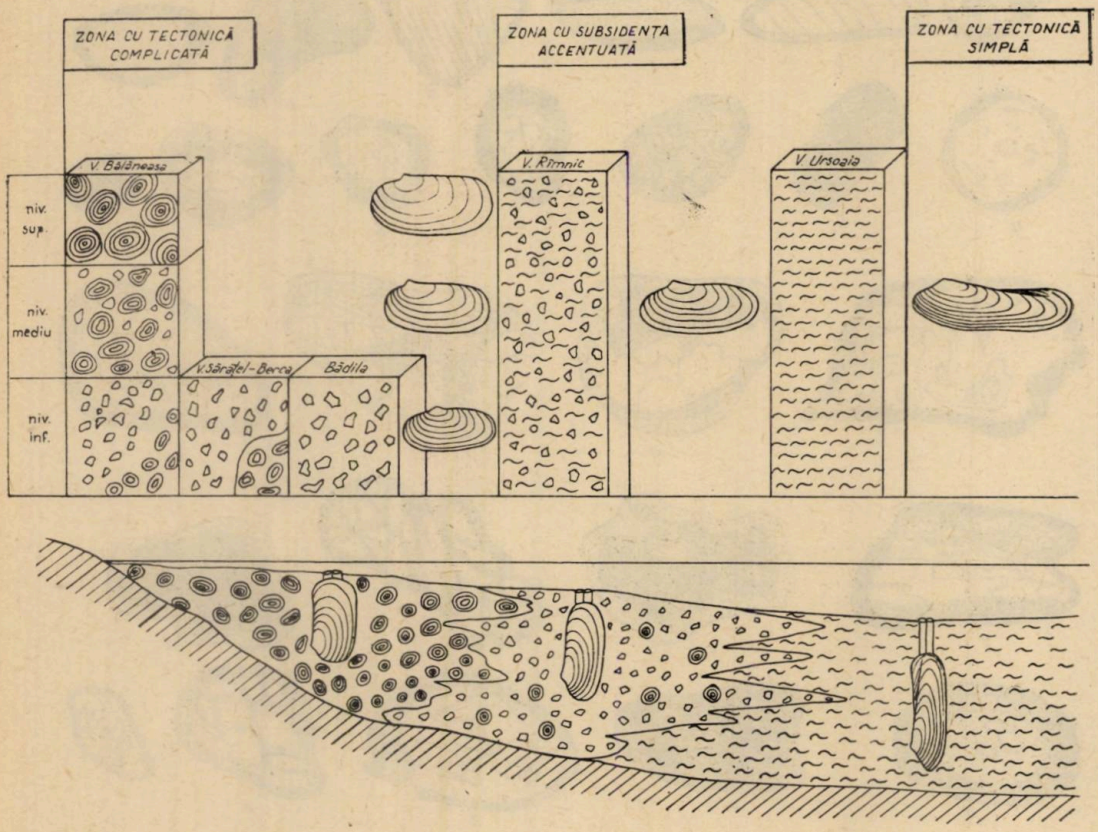


Oolite din nivelul superior de la Bădila. *n*, Oolite compuse; *o*, *p*, *r*, *s*, *ș*, *t*, *ț*, oolite formate din 3—4 zone concentrice; *q*, *u*, *v*, *w*, *x*, *y*, oolite simple sau fuzionate.

PLANȘA III



Oolite incipiente din zona Pietrari — Șipote.



Relațiile dintre litofacies și forma exterioară a cochiliilor de *Leptanodonta*.

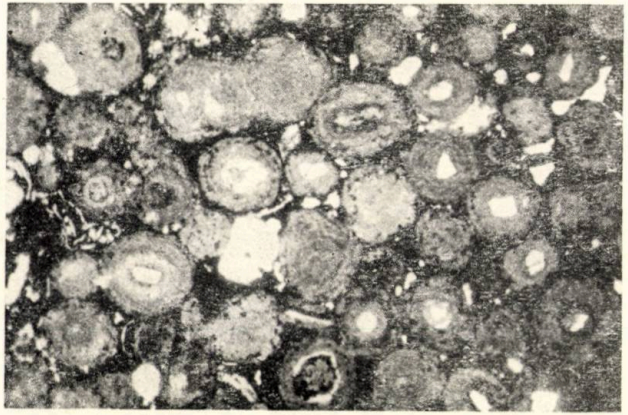


Fig. 1. — Oolite din nivelul superior, valea Bălăncasa ; N II ; 16 ×.

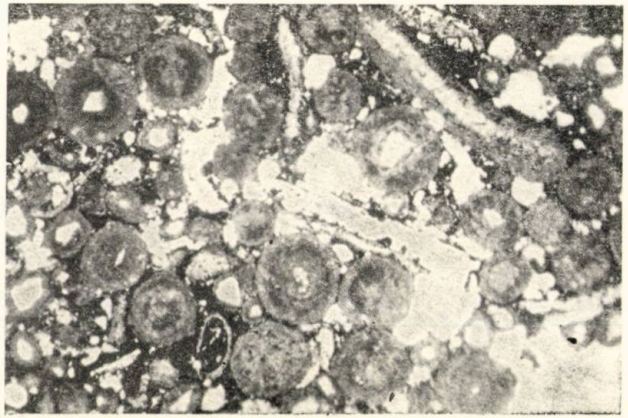


Fig. 2. — Oolite din nivelul superior, valea Bălăneasa ; N II ; 16 ×.

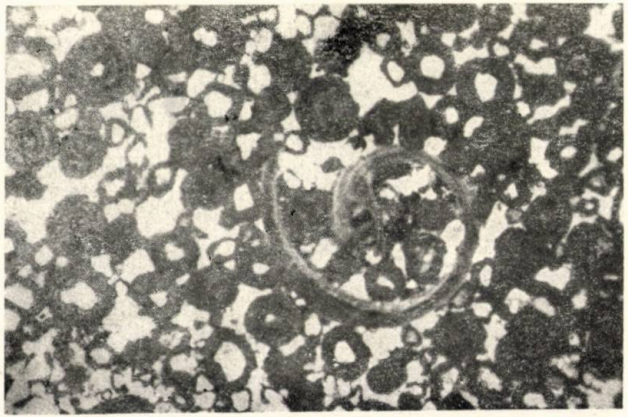


Fig. 3. — Oolite din nivelul superior, Bădila, N ; + 15.

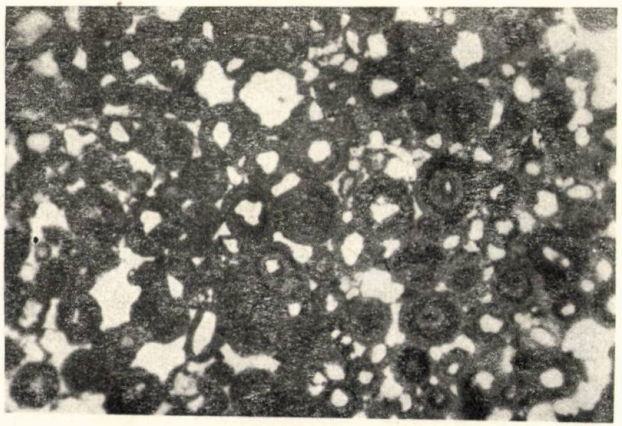


Fig. 4. — Oolite din nivelul superior Pătîrlage ; N + ; 30 ×.

Fig. 1. — Oolite din nivelul mediu, Bădila;
N +; 17 ×.

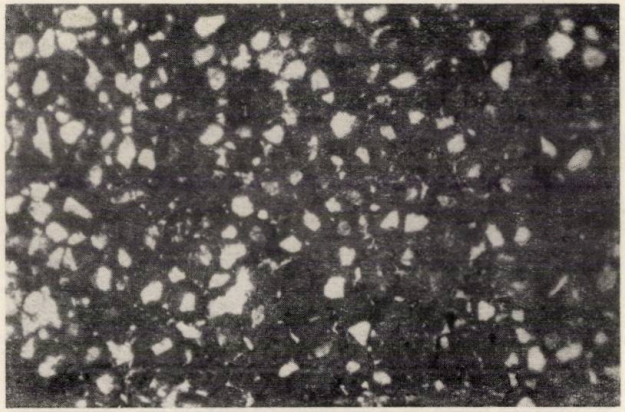


Fig. 2. — Oolite din nivelul mediu, Bălăneasa;
N II; 17 ×.

Fig. 3. — Oolite din nivelul inferior, valea Sărățel;
N II; 17 ×.

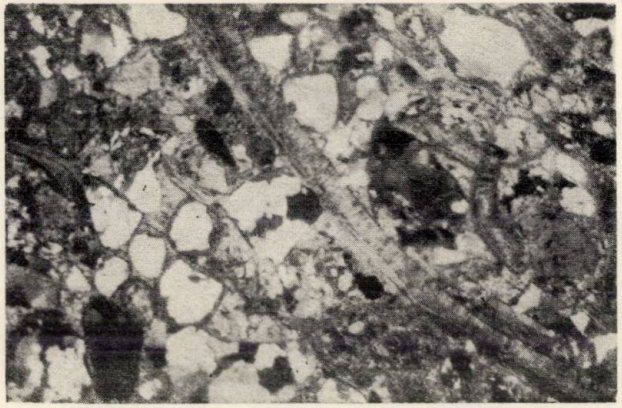
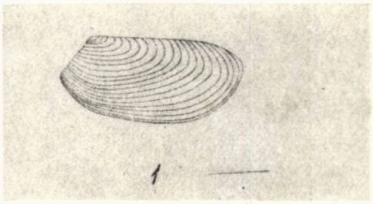
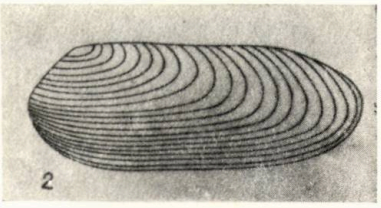
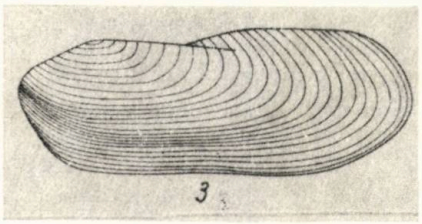
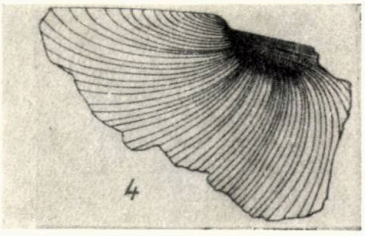


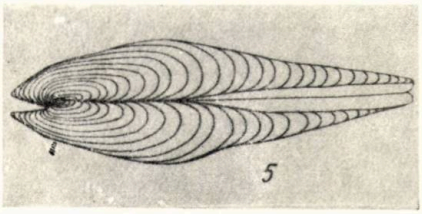
Fig. 4. — Oolite incipiente, Pietrari — Șipote;
N +; 17 ×.

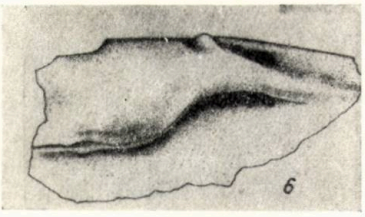


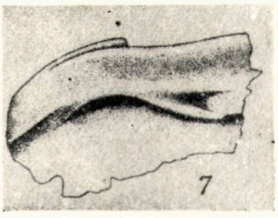


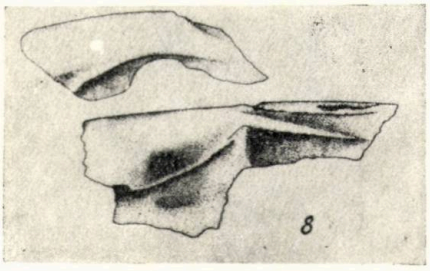












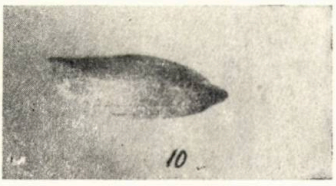


Fig. 1. — *Leptanodonta rumana alta* n.ssp.
Fig. 2. — *Leptanodonta rumana oblonga* n.ssp.
Fig. 3. — *Leptanodonta rumana contorta* n.ssp.
Fig. 4. — Lunula de la partea anterioară a cochiliei.
Fig. 5, 9 și 10. — Deschiderea anterioară și posterioară a cochiliei.
Fig. 6. — Dinte cardinal rudimentar.
Fig. 7. — Foseta dentară anterioară.
Fig. 8. — Dinți laterali posteriori.

1

2

3

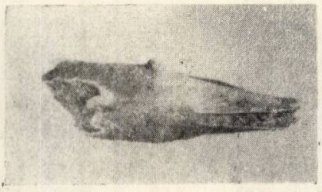
4

5

6

7

8



9

Fig. 1, 2, 3 și 4. — *Leptanodonta rumana alta* n.ssp. (fig. 1, Păliciu; fig. 2, 3 și 4, Bădila).
Fig. 5, 6, 7 și 8. — *Leptanodonta rumana oblonga* (fig. 5 și 6, Bădila; fig. 7 și 8, valea Bălăneasa).
Fig. 9. — *Leptanodonta rumana contorta* n.ssp., Bădila.

1

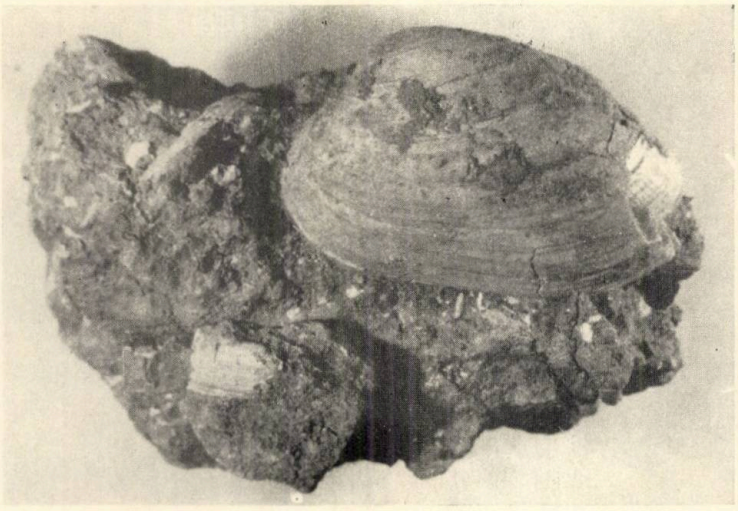
2

3

4

5

Fig. 1, 2, 3 și 4. — *Leptanodonta rumana oblonga* n.ssp. (fig. 1 și 2, valea Bălăneasa; fig. 3, valea Slănic; fig. 4, valea Rîmnicul Sărat).
Fig. 5. — Calcar oolitic cu *Leptanodonta rumana alta* n.ssp. și *Theodoxus*, Bădila.



1

2

Fig. 1. — Marne cu *Leptanodonta rumana contorta* n.ssp. și naiadide, valea Ursoaia ;

Fig. 2. — Gresie concreționară cu *Leptanodonta rumana contorta* n.ssp., Pătîrlagele.

FORAMINIFERELE PLANCTONICE DIN STRATELE DE HIDA

(nord-vestul Transilvaniei)

DE

GH. POPESCU

În bazinul văii Almaşului, K. H o f m a n n a separat sub denumirea de strate de Hida un pachet gros de depozite cuprins între stratele de Coruş şi tuful de Dej. În concepţia lui H o f m a n n, stratele de Hida includeau şi depozitele cu sare din împrejurimile Dejului, concepţie împotriva căreia A. K o c h (1900) se exprimă categoric, arătînd că sarea se dispune peste tuful de Dej. În 1950, L. M a j z o n şi apoi G h. P o p e s c u (V. M o i s e s c u şi Gh. P o p e s c u, 1967) aduc unele completări în legătură cu limita superioară a stratelor de Hida. Astfel, conglomeratul de la partea superioară a stratelor de Hida — considerat ca fiind ultimul termen al acestora — este plasat de autorii amintiţi în baza complexului tufului de Dej pe motivul că conglomeratul însoţeşte tuful, fiind deci legat de transgresiunea „tortonianului inferior" [1].

K. H o f m a n n (1879) separă în baza stratelor de Hida un nivel de argile pe care îl denumeşte strate de Chechiş, atribuindu-le vîrsta acvitaniană pe baza conţinutului microfaunistic determinat de J. S t ü r z e n b a u m. Mai tîrziu, H o f m a n n revine asupra vîrstei „argilelor cu foraminifere", considerîndu-le burdigaliene. A. K o c h socotea arbitrară separarea stratelor de Chechiş, pe motivul că nu au o individualitate paleontologică în raport cu depozitele supraiacente, ci sînt strîns legate de ele.

Litologic, se constată o trecere bruscă de la nisipurile albe fosilifere, aparţinînd stratelor de Coruş, la argile foarte bogate în glauconit, cu care

[1] Geologii români — în special în lucrările publicate după 1948 — numesc tortoniene depozitele care cuprind următoarele zone micropaleontologice: zona cu *Globigerinoides bisphaericus*, zona cu *Orbulina suturalis* şi zona cu *Orbulina universa* (parte), depozite mai vechi decît cele ale tortonianului-tip (Tortona, Italia).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 239–253. Bucureşti, 1970

începe complexul stratelor de Hida. Nivelul glauconitic, cu o grosime de circa 2 metri (media), este constant întîlnit la baza stratelor de Chechiș, începînd de la Coruș pînă la Cristolțel (N. Ș u r a r u, 1967). Peste nivelul glauconitic urmează marne mai puțin bogate în glauconit, după care se trece la o masă puternică de marne compacte cu rare intercalații de nisipuri. Tot în baza complexului se întîlnesc uneori concrețiuni lenticulare, dure, de culoare maronie-cenușie, concrețiuni ce au lungimi de 4—5 m și grosimi de 0,4—0,8 m.

Stratele de Chechiș au grosimi ce variază între 40 și 80 m. La sud de Dol, complexul stratelor de Hida îmbracă un facies marnos, astfel că separarea unui echivalent al stratelor de Chechiș devine practic impo-

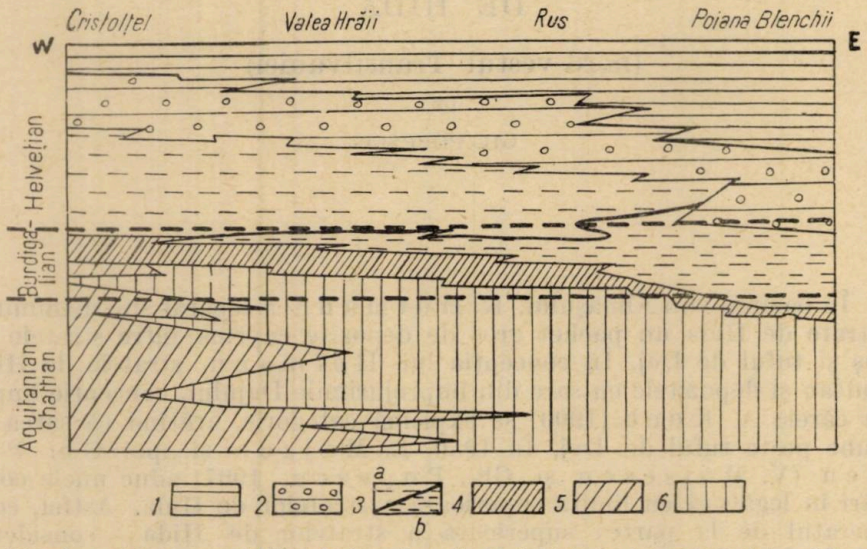


Fig. 1. — Schema variațiilor faciesurilor miocenului inferior între Cristolțel — Solona și Poiana Blenchii

1, Faciesul de Hida (nivel pelitic); *2*, faciesul de Hida (nivel conglomeratic); *3a*, faciesul de Chechiș; *3b*, faciesul de Poiana Blenchii; *4*, faciesul de Coruș; *5*, faciesul de Valea Almașului; *6*, faciesul de Buzaș.

sibilă. La est de Berind (între Berind și dealul Grecia), complexul stratelor de Hida este alcătuit dintr-un pachet marnos de peste 200 m grosime, peste care se dispune complexul tufului de Dej. La est de Cristolțel se constată din nou importante schimbări (fig. 1). În aparență, nivelul marnos cuprins între o gresie albă, în bază, și un nivel conglomeratic în faciesul stratelor de Hida, la partea superioară, se păstrează pînă la est de Someș, fiind ușor de urmărit pe aliniamentul Cristolțel — valea Hrăii — valea Arinului (nord de Rus) — Glod — Poiana Blenchii — Gostila. Acest nivel, separat de toți autorii, exceptînd pe V. A g h e o r g h i e s e i și I. C o s t e a (1961), sub denumirea de strate de Chechiș, este heterocron. Se constată, începînd de la Cristolțel spre est, o coborîre treptată a faciesului marnos în detrimentul gresiilor din culcuș. Fenomenul este mult mai evident la nord și nord-est de localitatea Baba și cunoscut de la H o f m a n n. La Poiana Blenchii, în cadrul pachetului marnos cuprins între gresia de Buzaș și complexul stratelor de Hida (sens restrîns),

nu mai întîlnim o microfaună tipică de Chechiș, ci o asociație mult mai veche. Baza nivelului marnos conține aici speciile *Almaena osnabrugensis* (Roemer) și *Clavulinoides szaboi* (Hantken), ultima specie nemaifiind citată în depozite mai noi decît oligocene.

În consecință, stratele de Chechiș pot fi separate ca orizont stratigrafic numai între Dol și Cristolțel, unde reprezintă exact ce voia să separe H o f m a n n, adică nivelul pelitic cuprins între stratele de Coruș și primul nivel conglomeratic al complexului stratelor de Hida. La sud de Dol, stratele de Chechiș se îngroașă în detrimentul stratelor de Hida (sens restrîns), iar la est de valea Solonei ele coboară în detrimentul gresiilor din culcuș. În ambele cazuri, schimbîndu-și conținutul, nu mai poate fi vorba despre un nivel litologic sincron.

Complexul stratelor de Hida, în partea lor inferioară, este foarte bogat în microfaună. Treptat, spre partea superioară a complexului, microfauna sărăcește. La început dispar formele calcaroase, apoi cele aglutinante, ajungîndu-se ca la partea superioară a stratelor de Hida, foraminiferele să lipsească, aici întîlnindu-se (constant, în tot nord-vestul Transilvaniei) o microfaună alcătuită din exemplare mici, piritizate, prost conservate ale genului *Spiratella*.

Revenirea microfaunei de foraminifere, excluzînd unele mici episoade, are loc o dată cu reinstalarea faciesului marin, moment ce coincide cu transgresiunea complexului tufului de Dej. Pentru datarea corectă a acestui moment este necesar să subliniem că primele nivele ale complexului tufului de Dej conțin o microfaună ce indică *zona cu Globigerinoides bisphaericus*.

Foraminiferele planctonice sînt foarte bine reprezentate în complexul stratelor de Hida, mai ales în nivelul pelitic inferior — în stratele de Chechiș. Aici au fost întîlnite următoarele specii : *Globigerina bollii* Cita et Premoli Silva, *G. bulloides* d'Orb., *G. praebulloides* Blow, *G. ciperoensis* Bolli, *G. angustiumbilicata* Bolli, *G. falconensis* Blow, *Globigerinoides trilobus* Reuss, *G. irregularis* Le Roy, *G. quadrilobatus* Banner et Blow non d'Orb., *Globorotalia continuosa* Blow, *G. inflata napocaensis* n.ssp., *Globoquadrina* sp., *G. langhiana* Cita et Gelati.

În burdigalianul superior și helvețianul? inferior din Bazinul Aquitaniei, sînt citate 19 specii de globigerine (D. G. J e n k i n s, 1966), dintre care 9 specii sînt prezente și în stratele de Hida.

Atrag atenția formele *Globigerina bollii* și *Globoquadrina langhiana*, forme conducătoare în miocenul inferior din Italia. *Globoquadrina langhiana* este citată din burdigalianul superior (= langhian inferior), iar *Globigerina bollii* este considerată ca formă tipică pentru langhianul mediu, unde dă zonă micropaleontologică între zona cu *Globoquadrina langhiana*, în bază, și zona cu *Orbulina suturalis*, la partea superioară (M. B. C i t a și I. P r e m o l i S i l v a, 1967). Din datele pe care le avem la dispoziție, această zonare dată pentru miocenul din Italia este foarte apropiată de

situaţia din Subcarpaţii Ucrainei (L. S. Pischvanova, 1965) şi totodată foarte apropiată de situaţia din Transilvania de nord-vest (tabelul nr. 1).

Compararea microfaunei de globigerine din burdigalianul superior şi helveţianul? inferior din Franţa (D. G. Jenkins, 1966) cu foraminiferele planctonice din stratele de Chechiş ar putea fi un argument după care cel puţin baza stratelor de Chechiş — unde planctonul este numeros — să aparţină burdigalianului.

Tabelul nr. 1

Zonarea micropaleontologică a miocenului din Transilvania de nord-est

Complexul tufului de Dej		Zona cu *Orbulina suturalis*
		Zona cu *Globigerinoides bisphaericus*
Complexul stratelor de Hida	Strate de Hida (s. rest.)	Zona neconcludentă
		Zona cu *Globigerina bollii-Globorotalia siakensis*
	Strate de Chechiş	Zona cu *Globoquadrina langhiana-Globigerina angustiumbilicata*
Str. de Coruş		Nisipuri cu *Chlamys gigas* (Schlot.), *Flabellipecten solarium* (Lmk.), *Glycymeris fichteli* (Desh.), *Laevicardium kubecki* (Hauer), *Cardium* (*Rudicardium*) *grande* Holzl etc.

Am putea înclina în favoarea vîrstei „helveţiene" (= langhian) a stratelor de Chechiş datorită prezenţei în această asociaţie a speciei *Globigerina bollii*, care constituie taxonul cel mai frecvent în cuprinsul complexului stratelor de Hida. Lipsa unor depozite care să conţină o microfaună concludentă sub stratele de Chechiş în regiunea de dezvoltare tipică îngreuiază o zonare precisă. Am sperat în complexul stratelor de Hida următoarele zone micropaleontologice : zona cu *Globoquadrina langhiana-Globigerina angustiumbilicata*, zona cu *Globigerina bollii-Globorotalia siakensis*; zona cu *Globigerinoides bisphaericus* se găseşte în complexul tufului de Dej.

Ordinul FORAMINIFERIDA

Familia **GLOBIGERINIDAE** Carpenter, Parker et Jones 1862

Subfam. **GLOBIGERININAE** Carpenter, Parker et Jones 1862

Genul **Globigerina** d'Orbigny 1826

Globigerina bollii Cita et Premoli Silva 1960

(pl. I, fig. 1—2)

Globigerina bollii Cita et Premoli Silva 1960, Riv. Ital. Paleont. Strat, vol. 66, nr. 1, p. 119—126, fig. text 1a—c; pl. XIII, fig. 1—18.

Observații. Globigerina bollii a fost întîlnită pe tot cuprinsul stratelor de Chechiș, precum și în partea inferioară a stratelor de Hida (s.s.). Este o specie care variază mult ca aspect și dimensiuni, caracteristic fiind însă ultima cameră mai mică decît precedenta și cu tendința de a acoperi zona ombilicală. De asemenea, ultima cameră diferă de celelalte și prin dispoziția porilor. Apertura, sub forma unui arc puțin ridicat, este mărginită de o buză subțire. Ombilic de la strîmt pînă la larg deschis.

Globigerina bulloides d'Orb. 1826

(pl. II, fig. 6 a—c)

Globigerina bulloides d'Orb., Brady 1884, Rept. Voy. Challenger, Zool., vol. 9, p. 593, pl. 79, fig. 3—7; Bolli, Loeblich et Tappan 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 31, pl. 4, fig. 1 a—c; Christodoulou 1960, Palaeontographica, vol. 115, Abt. A, p. 109 pl. 1, fig. 10 și 11.

Observații. Formă relativ rară în materialul nostru. A fost întîlnită pe tot cuprinsul stratelor de Hida.

Globigerina angustiumbilicata Bolli, 1957

(pl. I, fig. 3 și 4)

Globigerina ciperoensis angustiumbilicata Bolli 1957, U.S. Nat. Mus., Bull., 215, p. 109, pl. 22, fig. 12 a—13 c; Bolli, 1957, ibid., p. 164, pl. 36, fig. 6 a—b; Jenkins 1966, Cushman Found. Foram. Res., Contr. vol. 17, nr. 1, p. 4, pl. 1, fig. 7 a—c.

Globigerina angustiumbilicata (Bolli), Blow 1959, Bull. Amer. Pal., vol. 39, p. 172, pl. 7, fig. 33 a—34; Jenkins 1960, Micropal., vol. 6, nr. 4, p. 350, pl. 1, fig. 2 a—c.

Observații. Au fost figurate exemplare provenind din partea inferioară a stratelor de Chechiș din împrejurimile Corușului. Cînd Bolli descrie

specia *G. ciperoensis*, arată că e o trecerea gradată între aceasta şi *Globigerina concinna* Reuss, 1850, descrisă în tortonianul superior din Bazinul Vienei. *Globigerina ciperoensis angustiumbilicata* ar fi una din speciile intermediare. Dimensiunile maxime ale speciei figurate de noi variază între 0,27 şi 0,30 mm, fiind considerabil mai mici decît la *Globigerina concinna* Reuss, care are un diametru de 0,5—0,6 mm. *Globigerina ciperoensis angustiumbilicata* se întîlneşte din eocen (W. H. Blow şi E. T. Banner, 1962) pînă în helveţian (D. G. Jenkins, 1966).

Globigerina falconensis Blow 1959

(pl. I, fig. 5)

Globigerina falconensis Blow 1959, Bull. Amer. Pal., vol. 39, p. 117, pl. 9, fig. 40a—41; Parker 1962, Micropal., vol. 8, nr. 2, p. 224, pl. 1, fig. 14, 16—19; Crescenti 1966 Geol. Rom., vol. 5, p. 33, pl. 1, fig. 11 a—b.

Observaţii. Sînt forme foarte frecvente în materialul nostru. Se caracterizează prin aspectul aperturii — ombilicală, interiomarginală, joasă, mărginită de o buză distinctă.

Globigerina praebulloides Blow, 1959

(pl. III, fig. 13)

Globigerina praebulloides Blow 1959, Bull. Amer. Pal., vol. 39, p. 180, pl. 8, fig. 47 a—c; pl. 9, fig. 48; Jenkins 1966, Cushman Found. Foram. Res. Contr., vol. 17, nr. 1, p. 6, pl. 1, fig. 15 a-c.

Observaţii. Specia *G. praebulloides* este frecventă în materialul nostru — în special la partea superioară a stratelor de Chechiş. Exemplarele noastre diferă puţin de holotip prin dimensiunile ultimei camere — mai mare la formele întîlnite de noi.

Genul **Globigerinoides** Cushman 1927

Globigerinoides trilobus (Reuss)

(pl. IV, fig. 5a—c)

Globigerina triloba Reuss 1850, K. Akad. Wiss., Wien, Math. — Nat. Cl., Denkschr., vol. 1, p. 374, pl. 47, fig. 11a—d (fide Cat. Foram.)

Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Jenkins 1966, p. 9 pl. 2, fig. 8a—c.

Formă destul de frecventă în materialul nostru, în special în partea inferioară a stratelor de Chechiş.

Globigerinoides quadrilobatus (Banner et Blow) (non d'Orb.)

(pl. II, fig. 7a—c)

Globigerina quadrilobata Banner et Blow 1960, p. 47, pl. 4, fig. 3a—b.

Această specie a fost întîlnită în profilul de la Coruș, în partea inferioară a stratelor de Chechiș.

Globigerinoides irregularis Le Roy 1944

(pl. II, fig. 8—ac)

Globigerinoides sacculifer var. *irregularis* Le Roy 1944 (fide Cat. Foram.).

Globigerinoides trilobus irregularis Le Roy-Crescenti, Geol. Rom., vol. 5 1966, p. 39, pl. II, fig. 14 a—b.

Observații. Aceasta este forma cea mai frecventă din cuprinsul stratelor de Chechiș și întîlnită în special spre partea superioară a acestora. Au fost separate sub acest nume forme bine dezvoltate (dimensiuni 0,4—0,5 mm); fața ombilicală ușor plată, fața spirală puternic convexă pînă la conică; ultima cameră, variabilă ca formă și dimensiune, este mai mică decît penultima cameră și are pori mai mici decît pe restul cochiliei.

Genul **Globoquadrina** Finlay, 1947

Globoquadrina cf. dehiscens (Chapman, Parr et Collins) 1934

(pl. III, fig. 10)

Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr et Collins), Jenkins 1966, Cushman Found. Foram. Res., Contr. vol. 17, nr. 1, p. 7.

Observații. Exemplarele conferite speciei *G. dehiscens* sînt foarte rare, dar se întîlnesc pe tot cuprinsul stratelor de Chechiș. Jenkins determină această formă ca fiind *Globoquadrina larmeui* Akers (Jenkins, 1960, Micropal., vol. 6, nr. 4, p. 355, pl. 3, fig. 1 a—c), dar revine asupra determinării și o consideră ca un strămoș al speciei *Globoquadrina dehiscens* (D. G. Jenkins, 1966).

Descriere. Test liber, trohospiral; camere în număr de 10—11 dispuse în 2—2 1/2 ture de spiră. Peretele calcaros, perforat radiar în structură cu suprafață aspră. Suturile radiare adînci. Partea ombilicală ușor convexă, partea spirală bombată. Ombilic adînc, strîmt; apertura interiomarginală ombilicală, cu tendințe de alungire spre periferie, este mărginită de o buză subțire. Văzută lateral, apertura are formă sinusoidală. Mărimea maximă 0,29 mm.

Observații. Se deosebește de *G. langhiana* prin mărimea ombilicului și aspectul aperturii văzută în poziție laterală, în schimb, este identică cu forma figurată de Jenkins ca *G. larmeui.*

Globoquadrina langhiana Cita et Gelati 1960

(pl. III, fig. 9)

Globoquadrina langhiana Cita et Gelati 1960, Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. 66, nr. 2, p. 241—246, text-fig. 1 a—c, tab. 29, fig. 1—20; Crescenti 1966, Geol. Rom., vol. V, p. 36, text. fig 3 a—c, 5.

Observații. Am atribuit acestei specii exemplare care apar rar în materialul nostru. Ele au fost întîlnite la partea superioară a stratelor de Chechiș. Formele noastre diferă de forma-tip prin numărul mai mare de camere ce se pot observa (în imersie), în număr de 14—15, dispuse în 3 1/2 ture de spiră. A fost citată din burdigalian pînă în tortonian (Crescenti, 1966).

Fam. **GLOBOROTALIIDAE** Cushman 1927

Subfam. **GLOBOROTALIINAE** Cushman 1927

Genul **Globorotalia** Cushman 1927

Globorotalia continuosa Blow 1959

(pl. III, fig. 12)

Globorotalia opima continuosa Blow 1959, Bull. Amer. Pal., vol. 39, nr. 178, p. 218—219, pl. 19, fig. 125 a—c.

Globorotalia continuosa Blow, Jenkins 1966, Cushman Found. Foram. Res. Contr., vol. 17, nr. 1, p. 9, pl. II, fig. 9 a—c.

Observații. Formă de dimensiuni mici (0,24—0,27 mm), cu fața ombilicală și spirală ușor convexă. Camerele, în număr de 9—10, se dispun în două ture de spiră. Apertura interiomarginală cu o buză vizibilă, ombilicală, extinsă spre periferie. În probele noastre aceasta este o specie rară și am întîlnit-o în baza zonei cu *Globigerina falconensis.* Specia este citată din acvitanianul mediu pînă în sarmațianul superior (în formațiunea de Tocuyo-Venezuela) (W. H. Blow, 1959) și în acvitanian-helvețianul din Franța (D. G. Jenkins, 1966)

Globorotalia inflata napocaensis n. ssp.

(pl. IV, fig. 16)

Descriere. Test liber, trohospiral; periferia lobată. Peretele calcaros perforat radiar în structura cu suprafață aspră. Camerele, sferice sau ușor

ovale, cresc gradat în mărime. Suturi distincte radiare, uşor arcuite pe partea spirală, unde se pot distinge 9—11 camere dispuse în 2 1/2 ture de spiră. Ultimul tur are constant 4 camere. Pe faţa ombilicală suturile distincte, cu apertura sub forma unui arc înalt, cu poziţie interiomarginală ombilicală extraombilicală încadrată de o buză distinctă. Dimensiuni maxime 0,38 mm.

Observaţii. Diferă de *G. obesa* Bolli prin creşterea mai puţin rapidă a camerelor, prin aspectul oarecum triunghiular şi prin forma şi dimensiunile aperturei. *Globorotalia inflata napocaensis* se deosebeşte de *G. inflata inflata* d'Orb. prin lipsa spinilor sau rugozităţilor din zona ombilicală şi apertura mai deschisă.

Răspîndirea stratigrafică. A fost întîlnită în partea inferioară a stratelor de Chechiş.

Locul-tip : Coruş — lîngă Cluj.

Stratul-tip : stratele de Chechiş.

Globorotalia obesa Bolli 1957

(pl. IV, fig. 14)

Globorotalia obesa Bolli 1957, U.S. Nat. Mus., Bull 215, p. 119, pl. 29, fig. 2 a—3; Blow 1959, Bull Amer. Pal., vol. 39, p. 218, pl. 19, fig. 124 a—c; Jenkins 1960, Micropal., vol. 6, nr. 4, p. 364, pl. 5, fig. 2 a—c; Crescenti 1966, Geol. Rom., vol. V, p. 31, tab. 1, fig. 2 a—c; Jenkins 1966, Cushman Found. Foram Res., Contr., vol. 17, nr. 1, p. 10, pl. 2, fig. 10 a—c; Vervloet 1966, Strat. micropal..., p. 53, pl. II, fig. 9 a—c, pl. 5, fig. 2 a—c.

Observaţii. În general este o formă rară, întîlnită de noi din zona cu *Globoquadrina langhiana—Globigerina angustiumbilicata*

A fost figurată o formă ce diferă de *Globigerina obesa* prin forma şi mărimea primelor ture de spiră. În general, specimenele noastre sînt foarte apropiate de descrierea şi figurarea holotipului.

Globorotalia cf. **saginata** Jenkins 1966

(pl. III, fig. 11)

Globorotalia saginata Jenkins 1966, Cushman, Found. Foram. Res., Contr., vol. 17, nr. 1, p. 10, pl. II, fig. 11 a—c.

Observaţii. Descrierea holotipului corespunde, în mare parte, cu o parte din formele atribuite de noi la *G. saginata.* Unele din formele întîlnite de noi sînt mai robuste (0,25—0,28 mm), în general păstrîndu-se talia de 0,22—0,25 mm. Se disting, în imersie, 12—13 camere, dispuse în 2 —2 1/2 ture de spiră, camerele ultimului tur crescînd rapid în mărime. Se deosebeşte de *Globorotalia obesa* prin dimensiunile mai mici şi creşterea mai rapidă a camerelor. Specia este frecventă în partea inferioară a zonei cu *Globoquadrina langhiana-Globigerina angustiumbilicata*

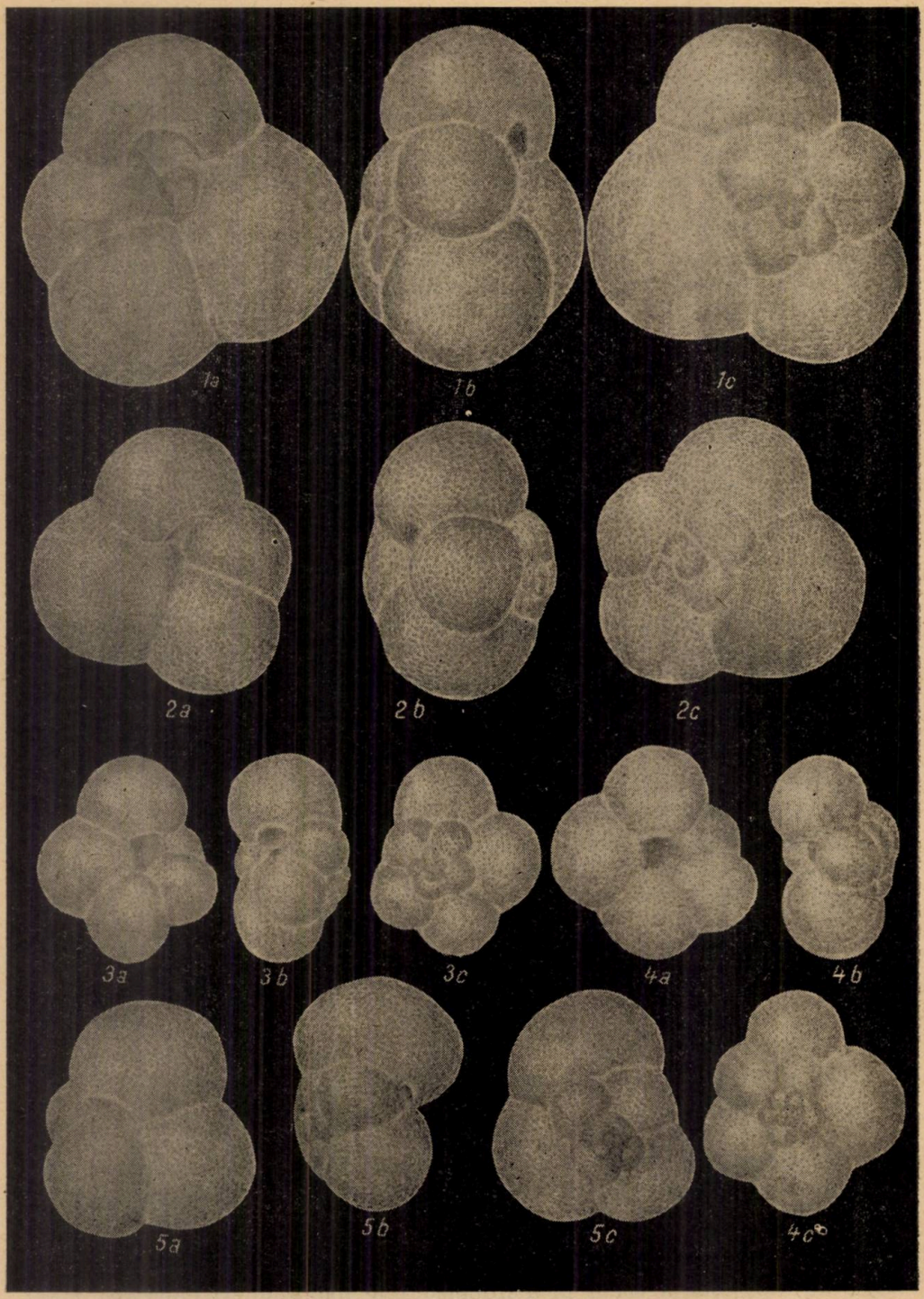


Fig. 1a—2c. — *Globigerina bolllii* Cita et Premoli Silva; × 75.
Fig. 3a—4c. — *Globigerina angustiumbilicata* (Bolli); × 75.
Fig. 5a— c. — *Globigerina falconensis* Blow; × 75.

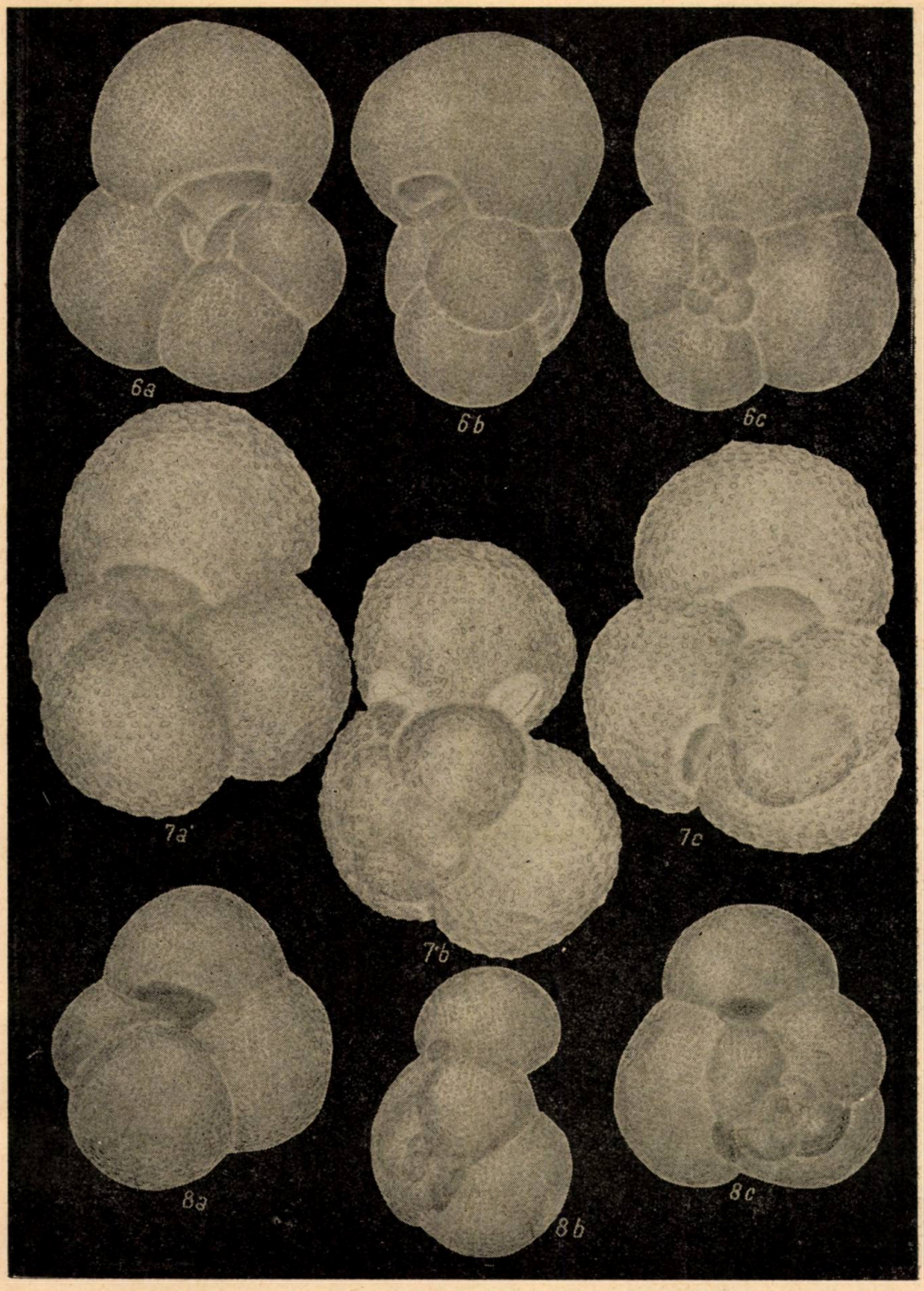


Fig. 6a—c. — *Globigerina bulloide* d'Orb.; × 75.
Fig. 7a—c. — *Globigerinoides quadrilobatus* (Banner et Blow); × 75.
Fig. 8a—c. — *Globigerinoides irregularis* Le Roy; × 75.

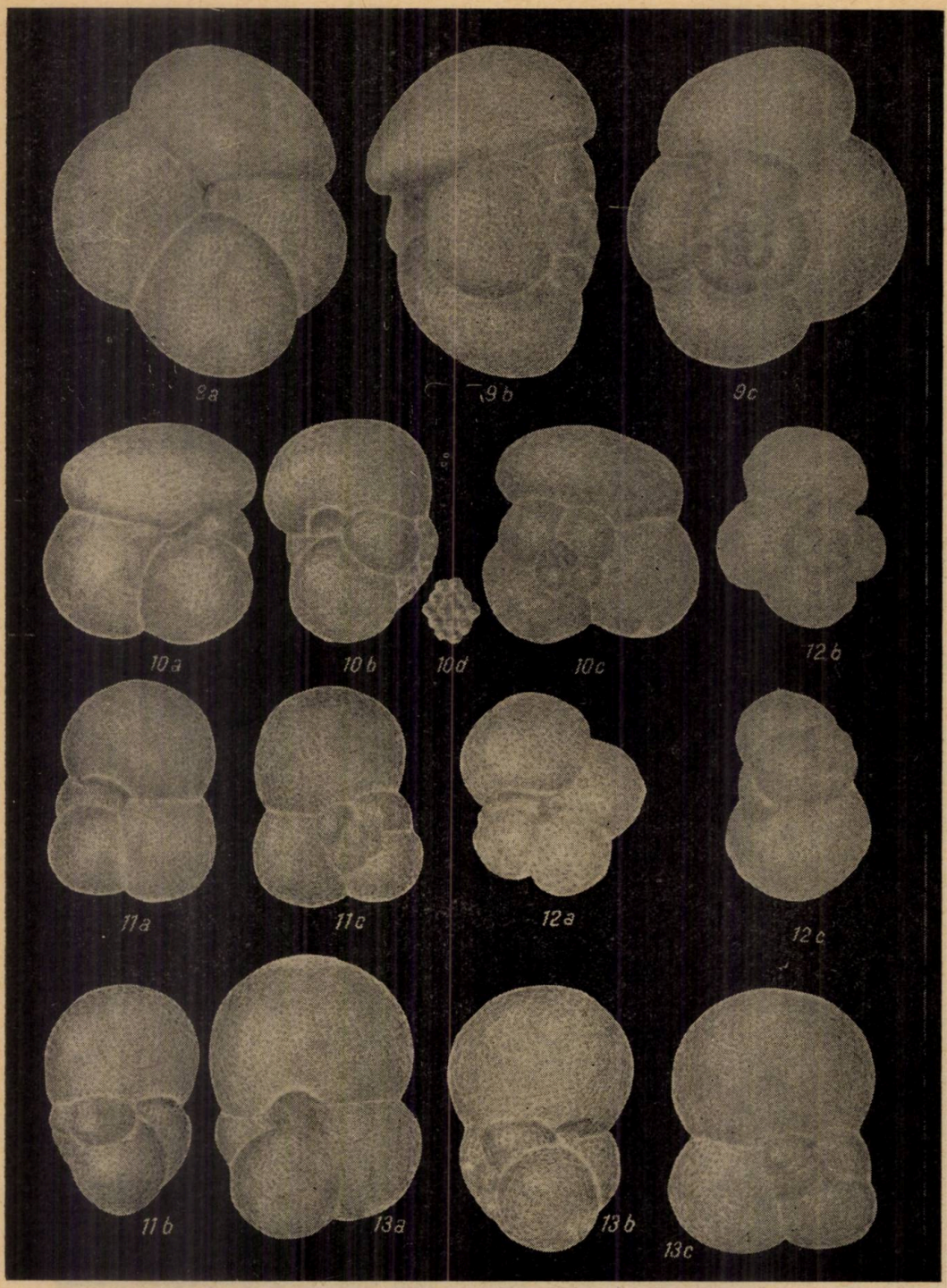


Fig. 9a—c. — *Globoquadrina langhiana* Cita et Gelati; × 75.
Fig. 10a—d. — *Globoquadrina* cf. *dehiscens* (Chapman, Parr et Collins); 10d-porii × 150.
Fig. 11a—c. — *Globorotalia cf. saginata* Jenkins; × 75.
Fig. 12a—c. — *Globorotalia continuosa* Blow; × 75.
Fig. 13a — c. — *Globigerina praebulloides* Blow; × 75.

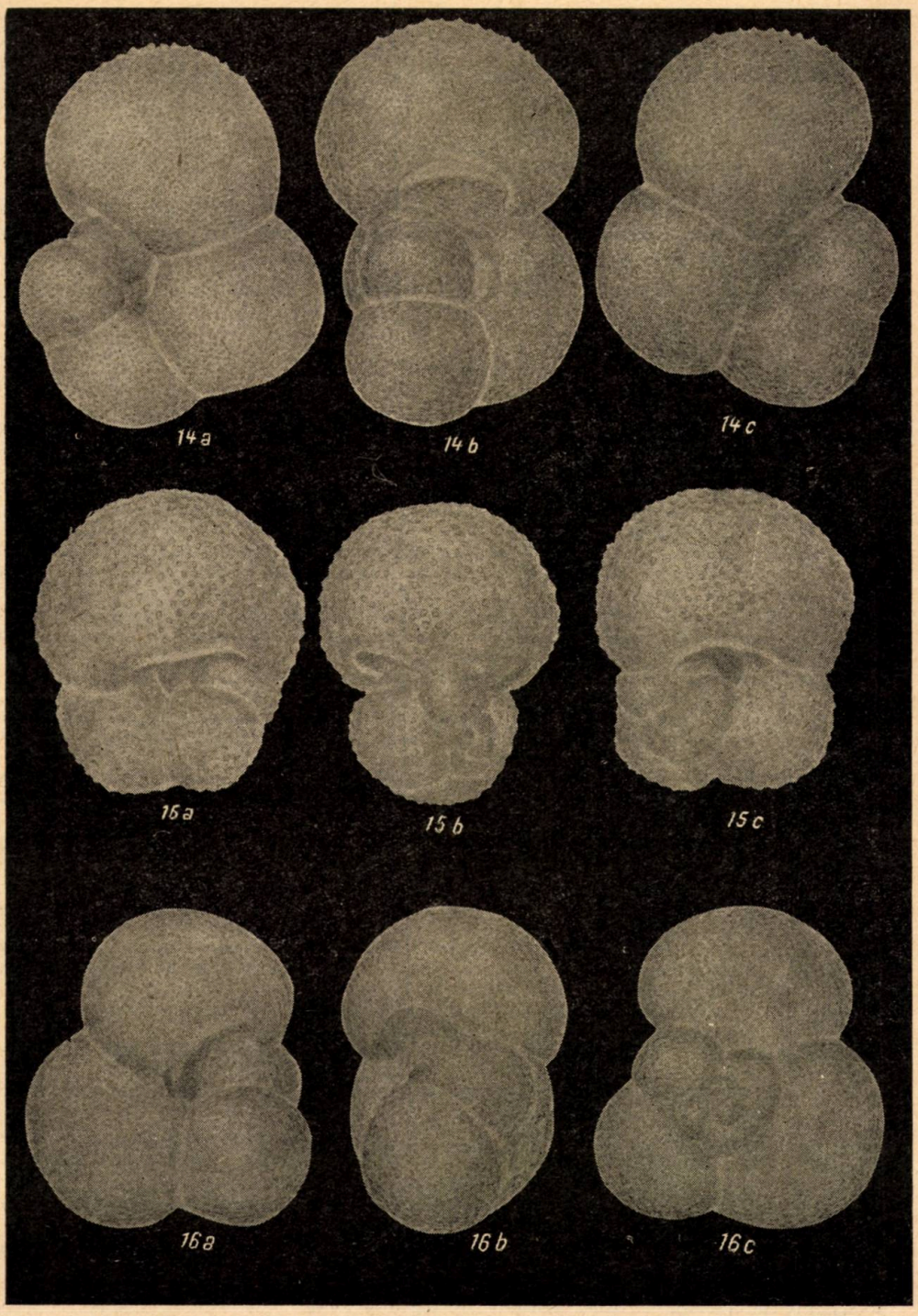


Fig. 14a—c. — *Globorotalia* cf. *obesa* Bolli; × 75
Fig. 15a—c. — *Globigerinoides trilobus* (Reuss); × 75.
Fig. 16a—c. — *Globorotalia inflata napocaensis* n.ssp. Holotip; × 75.

THE PLANKTONIC FORAMINIFERA FROM THE HIDA BEDS

ABSTRACT

After a brief survey of the stratigraphical value of some levels from the Lower Miocene of Northern Transylvania, the paper deals with the planktonic foraminifera from the Chechiş Beds.

A new subspecies, *Globorotalia inflata napocaensis*, is described.

BIBLIOGRAFIE

Agheorghiesei V., Costea I. (1963), *Date noi asupra stratigrafiei paleogenului şi miocenului din nord-vestul Transilvaniei*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, 1961, Bucureşti, Com. şt. **3**, *1*.

Banner T. F., Blow H. W. (1960), *Some Primary Types of Species Belonging to the Superfamily Globigerinaceae*, Cush. Found. Foram. Res. Contr., Ithaca, New York, **XI**, partea I.

Blow H. W. (1959), *Age correlation and biostratigraphy of the Upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón formation, eastern Falcón, Venezuela*, Bull. Amer. Pal., Ithaca, New York, **39**, *178*.

Blow H. W., Banner T. F. (1962), *The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae*, din *Fundamentals Mid. Tertiary stratigraphical correlation*, partea a 2-a, University Press, Cambridge.

Bolli M. H. (1954), *Note on Globigerina concinna Reuss* 1850, Cush. Found. Foram. Res., Contr., New York, **5**, *1*.

Cita B. M. (1964), *Considérations sur le Langhien des Langhe et sur la stratigraphie miocène du bassin Tertiaire du Piémont*, Inst. „Lucas Mallada", C.S.I.C. (España), Cursillos y Conferencias, **XI**, 203—210.

Cita B. M., Premoli Silva I (1967), *Evoluzione delle faune planctoniche nell'intervallo stratigrafico compreso fra il Langhiano-tipo ed il Tortoniano-tipo e zonazione del Miocene Piemontese*, Inst. de Paleont., Univ. Milano, Seria P, *164* (extras).

Crescenti U. (1966), *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorants al Confine marchigiano-abruzzese*, Geol. Rom., Roma, **V**.

Gheorghian Mikaela, Iva Mariana, Gheorghian M., (1967), *Transylvanina et Hidina, Foraminifères nouveaux dans le Miocène de Transylvanie (Roumania)*, Rev. de Micropal., Paris, **10**, *3*.

Hofmann K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitates während des im Sommercampagne*, 1878, *vollführten geologischen Spezialaufnahme*, Földt., Közl., Budapesta, **IX**, *5—6*.

Jenkins D. Graham (1966), *Planktonic foraminifera from the Type Aquitanian-Burdigalian of France*, Cush., Found. Foram. Res., Contr., **17**, *1*.

Koch A. (1900), *Die Tertiarbildungen des Beckens des siebenbürgischen Landestheile*, **I**. *Palaogene*, Abt., Budapesta, 1894; **II**. *Neogene* Abt., Budapesta, 1900.

Majzon L. (1950), *Magyarláposíól Désig húzódó terület geológiai viszonyai*, Magy. all. földt ind. 1943, Budapesta, **II**.

Moisescu V., Popescu Gh. (1967), *Studiul stratigrafic al formaţiunilor paleogene şi miocene din regiunea Chinteni — Baciu — Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol, geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

Parker L. F. (1962), *Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments Micropal.*, New York, **8**, *2*.

Pischvanova S. L. (1965), *K voprosu sopostavlenia miofenu zapadnih ablastei Ucr. S.S.R. i Italii po plantonim foraminifera*, Paleont. sb., Lvov, *2*.

Răileanu Gr. (1955), *Cercetări geologice în regiunea Cluj — Apahida — Sic*, D.S., Com. geol., **39**.

RĂILEANU GR., NEGULESCU VICTORIA (1964), *Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei şi bazinul Petroşeni*, An. Com. geol., **XXXIV**, *1*.

ŞURARU N. (1952), *Contribuţie nouă la cunoaşterea microfaunei stratelor de Hida*, St. cerc. şt., Acad. R.P.R., filiala Cluj, **1**, *2*.

— (1967), *Beiträge zur Kenntnis des Burdigals im nord-westlichen Teil des Siebenbürger Beckens zwischen Cluj und Surduc (Romanian)*, N. Jb. Mn. Geol., Pal. Stuttgart, **8**.

VIALOV O. O., PISCHVANOVA S. L. (1967), *O nekotorih kremnistih foraminiferah iz miocena zapadnih oblastei*, Uksr. SSR. Paleont. sb., Lvov, vîpusc pervîi, *4*.

Primit la redacţie
la 11 iunie 1968

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

POTENȚIALUL ELECTROCINETIC AL UNOR ROCI CARBONATICE TRIASICE ȘI AL UNOR ROCI CARBONATICE PRECAMBRIENE DIN CARPAȚII ORIENTALI [1]

DE

C. CĂRUNTU și OR. NICHITA

Calcarele și dolomitele din Carpații Orientali au constituit obiectul diferitelor studii geochimice efectuate de M. Savul și colab. (M. Savul și Cornelia Botez, 1955; M. Savul și A. Ciortan-Movileanu, 1955; M. Savul și V. Ianovici, 1954).

În lucrarea de sinteză privind chimismul acestor roci, M. Savul și V. Ianovici (1959) au stabilit existența unei zonalități în distribuția calcarelor și dolomitelor, existența unei variații cronologice a conținutului de Ca și de Mg și au discutat originea acestor roci în lumina concepțiilor geochimice existente.

Pe baza unui studiu petrografic și chimic, V. Erhan și Gh. Popa (1967) au ajuns la concluzia că rocile carbonatice triasice și rocile carbonatice cristaline s-au format în condițiile unui facies mixt organogen.

Răspîndirea și poziția stratigrafică a acestor roci au servit la descifrarea tectonicii masivului cristalin central (I. Bercea și colab., 1967; E. Bercea, 1967; C. Căruntu [2]; I. Rădulescu și colab., 1966). Deoarece adeseori rocile carbonatice triasice nu se pot deosebi de rocile carbonatice cristaline, din cauza asemănărilor morfostructurale și a identităților chimice, am luat în considerare noi criterii, pentru a le putea separa cu mai multă precizie. Unele din aceste criterii sînt legate de particularitățile geochimice (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1965; M. L. Keith și E. T. Degens, 1959), iar altele de proprietățile

[1] Lucrare prezentată la sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, din aprilie—mai 1968, de la București.

[2] Căruntu C., *Date preliminare privind determinarea potențialului electrocinetic al carbonaților din rocile sedimentare* (sub tipar).

St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 255—259 București, 1970

fizico-chimice, care pot servi ca indici analitici. Printre aceste criterii, un rol important îl prezintă fenomenele electrocinetice, care au fost studiate mai ales la soluri (V. A. Jarinkov, 1965).

S-a constatat că valoarea şi semnul potenţialului electrocinetic depind, în primul rînd, de natura organică sau anorganică a rocii carbonatice (V. M. Gortikov şi N. P. Malinovskaia, 1936), apoi de condiţiile mediului de formare şi de evoluţia ulterioară a materialului carbonatic (E. Bercea, 1967; C. Căruntu[3]; V. M. Gortikov şi N. P. Malinovskaia, 1936).

Pe baza acestor constatări ne-am propus să determinăm potenţialul electrocinetic ζ atît la rocile carbonatice triasice, cît şi la rocile carbonatice care aparţin seriei şisturilor cristaline epizonale, din unitatea epimetamorfică centrală a Carpaţilor Orientali de nord, de vîrstă precambrian-paleozoic inferior (?).

DATE EXPERIMENTALE ŞI DISCUŢII

Determinarea potenţialului ζ s-a făcut prin metoda electroosmozei. Măsurătorile s-au executat pentru fracţiunea de 0,1 mm, iar ca mediu de dispersie s-a întrebuinţat o soluţie de KCl 0,01 n. S-a folosit o instalaţie de tipul aceleia indicate de O. N. Grigorov şi K. P. Tihomolova (1957). Potenţialul electrocinetic ζ a fost calculat după relaţia lui Helmholtz-Smoluhovski

$$\zeta = \frac{4\pi . X . V . \eta}{D . I . t},$$

unde X este conductibilitatea electrică a soluţiei de KCl 0,01 n, în $\Omega^{-1}\ cm^{-1}$;

η = viscozitatea soluţiei în poise;
V = volumul de lichid trecut în timpul t;
D = constanta dielectrică a lichidului;
I = intensitatea curentului în mA.

Rezultatele analizelor chimice şi valoarea potenţialului electrocinetic sînt prezentate în tabelul nr. 1.

Nu vom face aprecieri privind chimismul acestor roci, întrucît el a fost amplu comentat de cercetătorii anteriori (V. Erhan şi Gh. Popa, 1967; V. Ianovici şi Al. Dimitriu, 1965; M. Savul şi Cornelia Botez, 1955; M. Savul şi A. Ciortan-Movileanu, 1955; M. Savul şi V. Ianovici, 1969). Din datele analitice prezentate se constată că nu există diferenţe evidente în chimismul celor două grupe de roci.

Potenţialul electrocinetic ζ pentru rocile carbonatice triasice are valori cuprinse între −4,91 şi +8,36 mV, iar pentru rocile carbonatice cristaline între + 7,35 şi +13,06 mV. Excepţie din ultimele face proba 165, unde valoarea de +0,50 mV se datoreşte probabil conţinutului de mate-

[3] *Op. cit.*, p. 267.

Tabelul nr. 1

Potențialul electrocinetic și compoziția chimică a rocilor carbonatice

Nr. crt.	Nr. probei	Denumirea rocii	Locul de colectare	Rez. insol. %	Fe %	Ca %	Mg %	Ca/Mg	Potențialul în mV
			Roci carbonatice triasice						
1	24—b	calcar cenușiu	Botuș Brănești	1,72	0,81	37,33	1,08	34,56	+ 4,57
2	24—c	calcit	Botuș Brănești	2,32	—	36,60	2,13	17,18	+ 7,59
3	36	dolomit	Iacobeni	0,65	0,40	21,79	13,11	1,66	+ 6,03
4	37	calcar	Iacobeni	1,42	0,21	38,46	0,37	103,94	+ 4,85
5	41	dolomit calcaros	Iacobeni	2,46	0,74	23,21	11,07	2,09	+ 7,83
6	124	dolomit calcaros	Delnița	1,19	0,71	22,61	10,33	2,19	+ 5,41
7	140	dolomit calcaros	Delnița	0,73	0,38	23,12	10,77	2,14	+ 8,36
8	126*	dolomit argilos	p. Fierului	5,95	1,64	17,79	11,92	1,49	+ 0,02
9	128*	calcar dolomitic	p. Fierului	1,60	1,20	29,53	4,82	6,12	— 0,55
10	147*	dolomit calcaros	p. Stînei	1,40	0,37	25,02	7,97	3,14	+ 4,71
11	193*	dolomit calcaros	p. Tiniș	0,55	0,67	27,48	8,08	3,40	+ 6,01
12	478*	dolomit calcaros	p. Strungilor	2,62	0,54	22,23	10,39	2,14	+ 3,66
13	480*	dolomit slab magnezian	p. Strungilor	1,57	0,24	20,38	13,51	1,50	+ 3,28
14	494*	dolomit calcaros	Poiana Glodului	2,13	0,68	26,01	6,67	3,80	— 4,91
			Roci carbonatice precambriene — paleozoic inferior (?)						
15	69	calcar	Fundul Moldovei	0,43	0,15	39,87	0,06	—	+ 8,31
16	70	calcar	Fundul Moldovei	0,49	0,21	38,92	0,43	90,51	+12,60
17	71	dolomit	Delnița	2,63	0,43	20,89	12,96	1,61	+ 9,84
18	72	dolomit calcaros	Colacu	3,55	0,34	22,97	10,71	2,14	+ 7,35
19	73	dolomit	Delnița	1,73	1,12	22,45	11,72	1,91	+13,06
20	165*	calcar dolomitic	p. Hăului	2,85	0,58	30,05	5,65	5,32	+ 0,50
21	182*	dolomit calcaros	Valea Putnei	0,66	0,60	28,05	7,49	3,74	+10,03
22	215*	dolomit	p. Tiniș	1,08	0,34	21,25	12,17	1,75	+12,36
23	229*	dolomit calcaros argilos	p. Hăului	7,73	2,06	21,55	5,52	3,90	+10,75

* Date analitice după V. Erhan și Gh. Popa, 1967.

rial necarbonatic de natură grafitoasă. Două probe de roci carbonatice triasice (128 și 494) au potențialul ζ negativ, probabil datorită prezenței numeroaselor urme de organisme microscopice, a căror specie nu poate fi determinată din cauza unei puternice fragmentări.

Făcînd un paralelism între valoarea potențialului ζ și componenții chimici analizați, nu se constată corelări vizibile. Acest fapt demonstrează că potențialul ζ nu este o funcție determinată strict de natura chimică a rocii.

Deoarece valoarea și semnul potențialului ζ depind de natura organică sau anorganică a carbonatului (V. M. Gortikov și N. P. Malinovskaia, 1936), de condițiile mediului de formare și de evoluția ulterioară a materialului carbonatic (T. S. Berlin și A. V. Habakov, 1962; C. Căruntu[4]; V. M. Gortikov și N. P. Malinovskaia, 1936), se poate afirma că aceiași factori au contribuit și la formarea celor două categorii de roci carbonatice luate în studiu.

Admițînd că rocile carbonatice din această regiune s-au format în condițiile unui facies mixt organogen (Gh. Bâgu și colab., 1966), am putea conchide că potențialul ζ este un criteriu și al gradului de transformare diagenetică și metamorfică. M. Savul și V. Ianovici consideră zonalitatea dolomitelor din șisturile cristaline și din sedimentarul triasic mai curînd ca o zonalitate a unor depozite primare. În această accepție, diferențele valorice ale acestui parametru ar fi determinate, în principal, de condițiile sedimentării primare.

Din determinările efectuate se constată deosebiri valorice pentru potențialul electrocinetic ζ al celor două grupe de roci. Corelarea acestui parametru cu particularitățile chimico-mineralogice și morfostructurale poate duce la identificarea sigură a apartenenței rocilor carbonatice din regiune la una din cele două grupe, triasice și cristaline.

THE ELECTRO-KINETICAL POTENTIAL OF SOME CARBONATE OF TRIASSIC AGE AND CARBONATE OF PRE-CAMBRIAN AGE ROCKS FROM EASTERN CARPATHIANS

ABSTRACT

The paper comparatively studied the electro-kinetical potential (ζ) o unmetamorphosed carbonate rock powders of Triassic age and of carbonate rock powders of pre-Cambrian-Paleozoic lower (?) age metamorphosed in episonal conditions.

The potential ζ of the Triassic rock powders ranges from −4.91 to +8.36 mV, and of the pre-Cambrian-Paleozoic lower (?) rock powders from +7.35 to +13.06 mV.

The correlation of this physico-chemical parameter with the chemical mineralogical and morpho-structural peculiarities is used to identify the affiliation of carbonate rocks to one of those two groups.

[4] *Op. cit.*, p. 267.

BIBLIOGRAFIE

BERCEA I., BERCEA E., KRĂUTNER H., KRĂUTNER FL., MUFEŞAN M. (1967), *Unităţi tectonice structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali)*, D.S., Com. Stat Geol., **LIII**.

BERCEA E. (1967), *Date noi furnizate de forajul B cu privire la poziţia în pînză a cristalinului epimetamorfic din Munţii Bistriţei*, Com. Inst. geol., Com. Stat Geol.

BERLIN T. S., HABAKOV A. V. (1962), *Metodika i rezultati opredelenia elektrokineticeskih potenţialov karbonatov vi osadocinih porodah*, în Sb. Fiziceskie metodi isledovania osadocinih porod i mineralov.

BERNER R. A. (1966), *Chemical diagenesis of some modern carbonate sediments*, Amer. J. Sci., **264**, *1*.

BÂGU GH., şi colb. (1966), *Tectonica regiunii Valea Putnei — Valea Stînei (Carpaţii Orientali)*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sec. a II-a, **XII**.

CHILLINGAR G. V. (1957), *Clasifications of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio*, J. Sediment. Petrol., **27**, p. *2*.

CIUHROV F. V. (1955), *Koloidi vi zemnoi kore.*, Izd. Akad. Nauk SSSR.

ERHAN V., POPA GH. (1967), *Studiul petrografic şi chimic al carbonatitelor din unitatea epimetamorfică centrală cuprinsă între valea Bistriţei şi valea Putnei (Carpaţii Orientali)*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sec. a II-a, **XIII**.

FRIEDMAN G. M. (1964), *Eearly diagenesis and litification in carbonate sediments*, J. Sediment. Petrol., **34**.

GRIGOROV O. N., TIHOMOLOVA K. P. (1957), *Issledovanie elektroosmoza na kapiliarnih sistemah razlicinoga zariada i strukturi*, Kolloidnîi jurnal, **12**, *4*.

GORTIKOV V. M., MALINOVSKAIA N. P. (1936), *Elektrokineticeskii potenţial prirodnih karbonatov Galiţia*, Kolloidnîi jurnal, **2**, *5*.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1965), *Lois de distribution de la concentration des elements chimiques dans les roches carbonatés*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série Géol., **9**, *2*.

JARIKOV V. A. (1965), *O vozmjnoi gheokimiceskoi roli elektrokineticeskih iavlenii*, Probl. Gheoh., 276—285.

KEITH M. L., DEGENS E. T. (1959), *Geochemical indicators of Marine and Fresh Water Sediments*, Researches in Geochemistry, ed. P. H. Abelson, 38—41.

RĂDULESCU I., RĂDULESCU L., TEUCĂ I. (1966), *Structura geologică şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei — Lucina (Carpaţii Orientali)*, D.S., Com. Stat Geol., **XIII**/*1*.

RUŢKOV A. P. (1960), *Chimie coloidală*, trad. din limba rusă.

SAVUL M., BOTEZ CORNELIA (1955), *Cercetări geochimice asupra calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali. I. Calcarele şi dolomitele triasice din zona cristalino-mezozoică din regiunea Suceava*, St. cerc. şt., Iaşi, anul VI, *1—2*.

SAVUL M., CIORTAN-MOVILEANU A. (1955), *Cercetări geochimice asupra calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali. Calcarele şi dolomitele cristaline din cuprinsul cristalinului Bistriţei*, St. cerc. şt. Iaşi, anul VI, *3—4*.

SAVUL M., IANOVICI V. (1959), *Chimismul calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., **IV**, *1*, 37—57.

WEYL P. K. (1958), *The solution Kinetics of calcite*, J. Geol., **66**, *2*.

Primit la redacţie
la 2 aprilie 1969

Filiala Iaşi a Academiei
Republicii Socialiste România,
Secţia de geochimie

OBSERVAȚII ASUPRA PALEOGEOGRAFIEI TERITORIULUI LANȚULUI ERUPTIV CĂLIMANI — GURGHIU — HARGHITA ÎN CURSUL PLIOCENULUI ȘI CUATERNARULUI. II

DE

DAN RĂDULESCU și S. PELTZ

Unul dintre noi a examinat recent (D. Rădulescu, 1968) etapele principale ale evoluției paleogeografice a teritoriului ocupat de Munții Călimani — Gurghiu — Harghita, precizînd elementele cu valabilitate generală în schema de desfășurare a fenomenelor. În unele părți ale acestui teritoriu există suficiente și variate informații care permit o analiză mai profundă și deci obținerea unei imagini mai detaliate, specifice în exclusivitate acelei regiuni; într-o asemenea situație se găsește partea sudică a Munților Gurghiu.

În partea sudică a Munților Gurghiu se pot recunoaște aceleași compartimente structurale principale ca în întreg lanțul vulcanic : compartimentul aparatelor stratovulcanice, care reprezintă perioada de activitate cea mai recentă, și compartimentul formațiunii vulcanogen-sedimentare (sub cel dinainte), care corespunde unui interval de timp în care s-a desfășurat nu numai o activitate vulcanică, ci și distrugerea aparatelor corespunzătoare și sedimentarea materialului rezultat.

Compartimentul superior este constituit din următoarele aparate și produsele lor (de la nord-vest spre sud-est) : Borzont, un aparat ceva mai vechi, din care este conservat numai neck-ul; Șumuleu, Ciumani și Fierăstraie, aparate bine conservate, dar cu craterele deschise prin eroziune. Împreună, ele constituie un „bloc" a cărui individualitate este bine marcată în morfologie; el este delimitat spre sud de zona de izvoare a Tîrnavei Mari (valea Șicasău), iar spre vest și nord de zona de izvoare a Tîrnavei Mici (pasul Bucin).

Formațiunea vulcanogen-sedimentară are o foarte largă răspîndire în această regiune, prezentîndu-se în aspecte dintre cele mai caracteristice. În partea nord-estică aflorează nivelul intermediar al acesteia, iar în partea

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 261 — 266, București, 1970

sudică şi sud-vestică nivelul său superior. Ca pe întreaga margine vestică a lanţului eruptiv, formaţiunea vulcanogen-sedimentară constituie un platou bine delimitat morfologic atît spre est — compartimentul superior —, cît şi spre vest — depozitele sedimentare ale Depresiunii Transilvaniei; el are, aici, o foarte mare extindere, iar suprafaţa sa superioară este remarcabil de regulată şi foarte slab înclinată spre vest.

*

Elementul geologic care ne-a atras atenţia şi a provocat consideraţiile prezentate în continuare a fost constatarea prezenţei unor fragmente de roci cristaline pe suprafaţa platoului constituit din formaţiunea vulcanogen-sedimentară [1]. Ele au dimensiuni centimetrice — mai rar 5—10 cm şi mai frecvent 1—2 cm — şi sînt constituite din cuarţite albe şi negre, micaşisturi, gnaise; cel mai adesea se găsesc în sol, uneori frecvente, alteori foarte rare, totdeauna bine sau mediu rulate. În asemenea condiţii, ele apar între Tîrnava Mică şi Tîrnava Mare, în zona localităţilor Praid — Corund — Zetea (fig. 1); principalele suprafeţe care au putut fi conturate sînt: dealul Dele (Şiclod), dealul Rede şi dealul Fioş (Atia), dealul Goluţia (Păuleni), platoul Cîmpul Mic — Pîrîul Cald — Fîntîna Brazilor (Corund), platoul Vărşag.

În unele puncte, aşa ca în apropierea localităţii Corund, în cadrul unor derocări, s-a constatat chiar prezenţa depozitelor iniţiale; imediat sub pătura de sol, se găseşte un strat de nisip cenuşiu-gălbui cu fragmente psefitice, bine rulate, cu grosime medie de 1 m. Uneori se poate observa că acest depozit mulează un relief al suprafeţei formaţiunii vulcanogen-sedimentare.

Aşa cum a fost arătat în altă parte (D. Rădulescu şi colab., 1964), în alcătuirea formaţiunii vulcanogen-sedimentare intră aproape în exclusivitate material de natură vulcanică, iar nivelul său superior este preponderent piroclastic; în cadrul depozitelor din partea extrem inferioară a formaţiunii se găsesc cantităţi reduse de material nevulcanogen, dar totdeauna cu dimensiuni psamitice. Este exclusă deci proveniența din oricare zonă a acestei formaţiuni a unor fragmente psefitice de roci metamorfice; pe de altă parte, este imposibil de imaginat modul în care din depozite sedimentare de sub formaţiunea vulcanogen-sedimentară astfel de fragmente ar fi putut ajunge în poziţia lor actuală. În aceste condiţii, singura posibilitate de explicare rămasă este considerarea lor ca pietrişuri fluviatile al căror material provine din zona cristalină a Carpaţilor Orientali [2]; examinînd modul în care această interpretare concordă cu idei deja demonstrate privind evoluţia geologică a regiunii, au fost obţinute noi argumente în sprijinul ei.

[1] Existenţa unor asemenea fragmente a fost semnalată în diverse puncte de numeroşi autori încă din secolul trecut; fără a se fi făcut precizări în ceea ce priveşte poziţia lor geologică, ele au determinat exclusiv consideraţii de ordin geomorfologic.

[2] Ipoteza existenţei la un moment dat a unor rîuri cu curs est—vest, izvorînd din Carpaţii Orientali şi îndreptîndu-se spre Bazinul Transilvaniei, a fost discutată în repetate rînduri în literatură. Bazată, practic, exclusiv pe consideraţii geomorfologice, fără un sprijin geologic — existenţa pietrişurilor cu elemente de cristalin n-a fost niciodată interpretată geologic în mod suficient —, această ipoteză a rămas numai ca o alternativă posibilă pe lîngă altele (a se vedea, de exemplu, N. Orghidan, Rev. „Ţara Bîrsei", 1931).

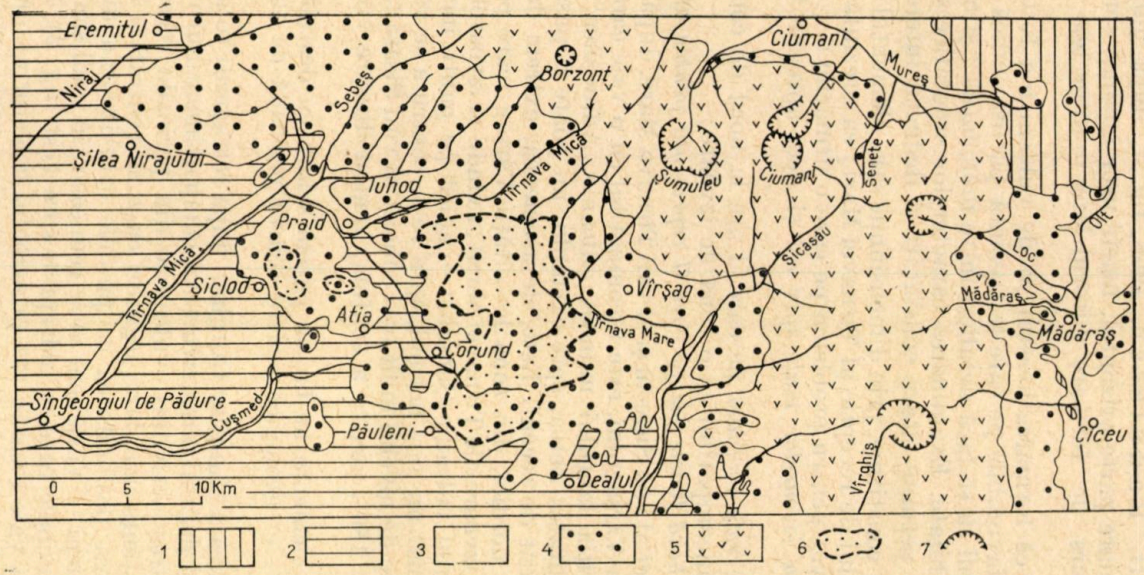


Fig. 1. — Răspîndirea pietrișurilor fluviatile în sudul Munților Gurghiu.

1, Zona cristalino-mezozoică; *2*, Depresiunea Transilvaniei; *3*, depozite intramontane, terase, aluviuni; *4*, compartimentul vulcanogen-sedimentar; *5*, compartimentul stratovulcanic; *6*, limitele actuale ale teritoriului acoperit de pietrișuri fluviatile; *7*, aparat vulcanic.

Reconstituirea evoluţiei evenimentelor geologice în teritoriul lanţului eruptiv a arătat că, după ce în perioada naşterii formaţiunii vulcanogen-sedimentare acesta a fost parţial, în mai multe rînduri, acoperit de ape, în partea finală a perioadei apele se retrag definitiv şi întreaga regiune devine un uscat (D. Rădulescu, 1968, fig. 1, după momentul 2); el era în cea mai mare parte orizontal, foarte uşor înclinat spre vest, dar avînd deja în curs de formare viitorul lanţ muntos (*op. cit.*, fig. 1, momentul 3).

Este evident că formarea acestui şir de vulcani n-a fost simultană şi că, în condiţiile favorabile pe care le prezintă partea sudică a Munţilor Gurghiu, este posibil să se facă detalieri între momentul 2 şi momentul 3 al evoluţiei deja schiţate. Examinarea caracterelor orografice şi hidrografice ale acesteia ne permite cîteva constatări şi deducţii interesante.

Valea Şicasău constituie, prin dimensiunile sale, elementul hidrografic principal al bazinului de recepţie al Tîrnavei Mari; ea prezintă trei caractere demne de relevat pentru problema pe care o urmărim:

— *pătrunderea izvoarelor mult spre est* şi deci aproape traversarea lanţului muntos;

— *aspectul de vale evoluată* pe care îl are la nord de confluenţa cu valea Vărşagului, incompatibil cu o zonă de izvoare;

— *nivelul de bază foarte jos pe care îl reprezintă pentru afluenţii săi.*

Întregul aspect al văii Şicasău şi al văii Tîrnava Mare, după confluenţa celei dintîi cu valea Vărşagului, este incompatibil cu o vale care să fi luat naştere după apariţia lanţului muntos vulcanic. Adîncimea extremă a văii la sud de localitatea Zetea, spre exemplu, nu poate fi pusă în seama unui curs de apă atît de recent. Este, de asemenea, extrem de sugestivă situaţia afluenţilor nordici, din zona localităţii Vărşag (care poartă, propriu-zis, numele de izvoare ale Tîrnavei Mari); avîndu-şi izvoarele pe clinele vestice ale aparatului vulcanic Şumuleu — adică pe pante înclinate spre vest —, ei n-au urmat un curs normal, spre vest, pentru a se vărsa în Tîrnava Mică, ci, atraşi de nivelul mult mai coborît al văii Şicasău, au executat o întoarcere de 180°, pentru a conflua, venind dinspre vest spre est, cu aceasta.

Toate aceste elemente ne fac să putem schiţa cu destulă siguranţă evoluţia evenimentelor geologice pentru scurta perioadă de timp la care ne referim.

În partea sudică a Munţilor Gurghiu, după retragerea totală a apelor lacului transilvan şi definitivarea structurii compartimentului vulcanogen-sedimentar, instalarea activităţii vulcanice din perioada recentă nu s-a făcut imediat; existenţa unei largi legături cu zona centrală a Depresiunii Transilvaniei a creat posibilitatea ca pîraiele care izvorau din regiunea muntoasă Gheorghieni — Voşlăbeni să se reunească în unul sau mai multe cursuri de apă principale care se îndreptau spre vest (fig. 2). Este foarte probabil că actuala vale Şicasău era principalul colector al apelor de aici şi că deci actualele izvoare ale Mureşului sînt nişte vechi izvoare ale Tîrnavei Mari. Nu este exclus ca valea Tîrnavei Mici să fi avut un asemenea rol, drenînd regiunea din imediata vecinătate a oraşului Gheorghieni. În orice caz, cel puţin văile principale care traversează zona cristalină — aşa cum ar fi, de exemplu, valea Becheni — datează din această epocă. Este, deocamdată, greu de precizat care era situaţia în partea nordică a

actualei Depresiuni Gheorghieni; este însă posibil ca acest teritoriu să fi fost drenat spre sud și apele să fi fost colectate tot de către una din Tîrnave.

În această perioadă iau naștere pietrișurile fluviatile cu elemente de cristalin care se găsesc în regiunea de la est de Praid. Ele s-au depus

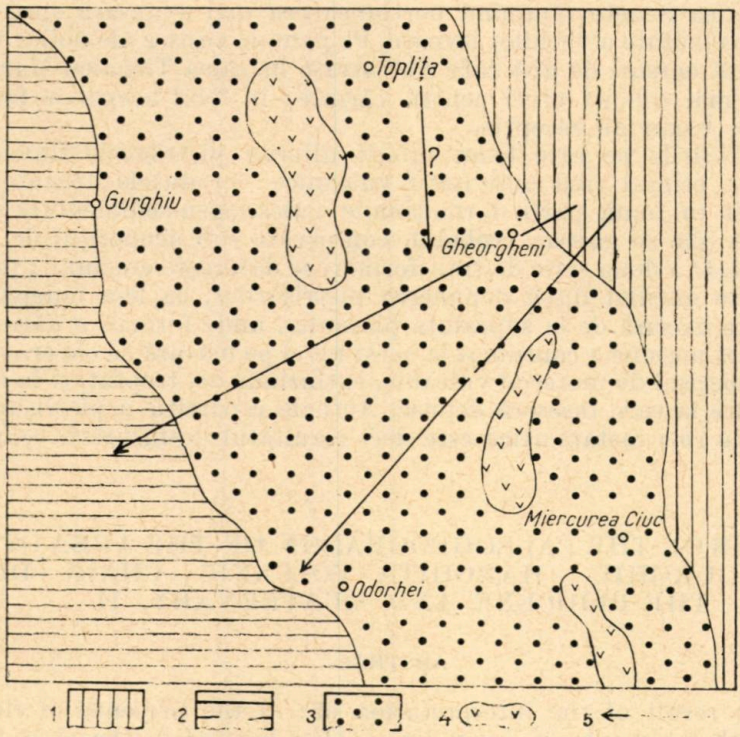


Fig. 2. — Schița paleogeografică a teritoriului părții centrale a lanțului eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita la începutul pleistocenului.

1, Zona cristalino-mezozoică; *2*, Depresiunea Transilvaniei; *3*, formațiunea vulcanogen-sedimentară; *4*, nuclee ale lanțului vulcanic; *5*, direcții principale ale cursurilor de apă.

în primele momente pe suprafețe largi deasupra părții superioare a formațiunilor vulcanogen-sedimentare, iar apoi, ca urmare a adîncirii văilor, pe zone din ce în ce mai restrînse, încastrate în depozitele acestui complex.

Ridicarea lanțului muntos vulcanic a început în partea sudică a Munților Gurghiu prin apariția vulcanului Borzont. Influența lui asupra rețelei hidrografice a fost minimă; el a prelungit spre sud lanțul vulcanic — contribuind astfel la formarea „culoarului" dintre acesta și zona cristalină, în care se va instala apoi Mureșul —, dar nu a afectat cursurile de apă cu traseu est — vest. După un interval de timp — oglindit în diferența de stadiu al eroziunii între aparatul Borzont și cele următoare — s-a ridicat edificiul aparatelor Șumuleu — Ciumani — Fierăstraie. În aceste momente s-au produs modificări fundamentale în aspectul și alcătuirea regiunii. Noul edificiu „retează" zona de izvoare a Tîrnavei Mari (și a Tîrnavei Mici, în alternativa că izvora și ea din zona cristalină) prin prelungirea

lanţului vulcanic pînă la sudarea sa cu zona cristalină în regiunea Voşlăbeni. Vechile izvoare ale văii vor da naştere unui lac în actuala Depresiune Gheorghieni; evoluţia acestuia pare să se fi produs foarte rapid pînă la colmatare şi scurgerea sa prin culoarul Deda — Topliţa şi, prin aceasta, pînă la instalarea actualului curs al Mureşului.

Tîrnava Mare îşi stabileşte izvoarele în partea sudică a grupului de vulcani, valea Senete rămînînd porţiunea cea mai avansată spre est, în imediata vecinătate a vechilor izvoare. Pe pantele vestice ale noilor vulcani se instalează cursuri de apă care sînt atrase în valea Tîrnavei Mari, unde găsesc cel mai coborît nivel pentru vărsare; în felul acesta se formează actualul ei bazin de recepţie.

Modificările pe care le-au suferit ulterior pietrişurile fluviatile se datoresc în primul rînd activităţii vulcanice: produsele aparatelor noi au acoperit în bună parte formaţiunile vulcanogen-sedimentare şi deci pietrişurile. Ele se găsesc, probabil, conservate sub acoperişul de lave şi piroclastite. O a doua serie de transformări se datoreşte eroziunii; începînd să acţioneze imediat după depunerea pietrişurilor, ea le-a îndepărtat în foarte mare măsură de la suprafaţa platoului, unde formau o pătură subţire. Această acţiune a continuat la acest nivel pe măsură ce ele erau scoase de sub acoperişul de material vulcanic, extinzîndu-se, treptat, şi la nivelele mai coborîte la care fuseseră depuse. Actuala repartiţie a pietrişurilor cu elemente de roci metamorfice este deci rezultatul desfăşurării celor două fenomene.

REMARKS ON THE PALEOGEOGRAPHY OF THE AREA OF CĂLIMANI — GURGHIU — HARGHITA VOLCANIC CHAIN DURING THE PLIOCENE AND QUATERNARY. II

ABSTRACT

As a result of the interpretation of: *a*) the presence of fluviatile pebble with fragments of crystalline schists located in the close vicinity west of the volcanic chain, *b*) the orographic characters, and *c*) the hydrography of the region, the geological evolution of the southern part of the Gurghiu Mts during very recent geological times, has been outlined. The conclusion has been reached that one or several water-courses crossed the region from east west-wards; subsequently to the final building of the mountain chain, their springs gave rise to the nowaday existing Mureş river.

BIBLIOGRAFIE

RĂDULESCU D., VASILESCU AL., PELTZ S., PELTZ MARGARETA (1964), *Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Munţilor Gurghiu*, An. Com. Stat Geol., **XXXIII**.

RĂDULESCU D. (1968), *Observaţii asupra paleogeografiei teritoriului lanţului eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita în cursul pliocenului*, St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

Primit la redacţie la 7 mai 1969

Institutul geologic
al Comitetului de Stat al
Geologiei

ÎNCĂLECAREA CRISTALINULUI PESTE FLIȘUL CRETACIC DIN ZONA POJORÎTA — VALEA PUTNEI (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

I. RĂDULESCU și GH. EĂGU

Lucrările geologice de prospecțiune executate în ultimii ani în sectorul Pojorîta — Valea Putnei au furnizat, pe lîngă date structurale și economice privind cristalinul Munților Bistriței, informații interesante asupra relațiilor dintre unitățile cristalino-mezozoică și a flișului din Carpații Orientali. Interpretarea datelor obținute, în conexiune cu toate elementele de cunoaștere rezultate din cercetările geologice și geofizice anterioare, deschide perspective favorabile identificării unor structuri petrolifere de adîncime — sub masa șisturilor cristaline încălecată peste zona flișului —, structuri ce pot prezenta un interes economic deosebit.

Problema raporturilor dintre zona cristalino-mezozoică și zona flișului a fost abordată de cercetătorii geologiei Carpaților Orientali în mod diferit de-a lungul anilor, în funcție de datele locale luate în considerație și de evoluția ideilor asupra îndelungatei istorii geologice a Carpaților românești. În prezent se admite, în general, existența unui contact tectonic între cele două zone, manifestîndu-se însă unele divergențe în ce privește raporturile statornicite de-a lungul acestuia. I. B ă n c i l ă (1958) consideră că masa șisturilor cristaline încalecă peste flișul cretacic situat la est, amploarea încălecării variind de-a lungul contactului (linia centrală). I. D u m i t r e s c u și colab. (1962) admit un contact tectonic ezitant la sud de Rarău, spre nord trecîndu-se treptat la un șariaj al unității cristalino-mezozoice peste zona flișului. Lucrările geologice recente, la care ne referim, aduc date noi asupra acestei probleme, clarificînd în oarecare măsură relațiile dintre unitățile cristalino-mezozoică și a flișului din Carpații Orientali, cel puțin în segmentul dintre Ostra și Pojorîta.

În regiunea Ostra, F l. T ă n ă s e s c u și colab. (1964) identifică contactul tectonic dintre cristalin și fliș, admițînd o antrenare a șisturilor epimetamorfice spre est, peste stratele de Sinaia, de-a lungul unui plan

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 267—273, București, 1970

înclinat spre vest. La izvoarele pîrîului Greben este conturată o fereastră tectonică — în care apar strate de Sinaia de sub cristalin — situată la circa 600 m spre vest de linia de încălecare (fig. 1), fapt care ilustrează fără îndoială deplasarea cristalinului spre est.

Amploarea deplasării şi aspectul morfologic al planului de încălecare în această zonă se pot deduce cu suficientă probabilitate analizînd rezultatele forajului 26 206 IGEX, amplasat pe pîrîul Aluniş la altitudinea de 968 m, la circa 1 200 m vest de limita cristalinului cu flişul cretacic. Forajul a avansat la început prin formaţiunile triasice ale cuvetei Rarăului (345 m), apoi prin şisturi mezometamorfice intens feldspatizate (gnaise de Rarău), interceptînd o importantă zonă de brecifiere, care marchează dislocaţia direcţională ce limitează şisturile mezometamorfice din zona de est de formaţiunile epimetamorfice [1]. În continuare, pînă la adîncimea finală de 1 188 m, a fost traversată o succesiune de şisturi sericito-cuarţoase grosiere, cu alternanţe de şisturi cuarţito-grafitoase şi de cuarţite fumurii, aparţinînd complexului inferior al seriei epimetamorfice din Carpaţii Orientali (I. Rădulescu şi colab., 1967). În această succesiune, la adîncimea de 1 047 m a fost interceptată o zonă, groasă de 3 m, de brecie tectonică slab cimentată, formată din fragmente mici de şisturi cristaline înglobate într-un ciment granular de aceeaşi natură. Ţinînd seama de distanţa faţă de limita cristalinului la care a fost executat forajul şi de adîncimea finală atinsă, rezultă că în acest sector planul de încălecare a zonei cristalino-mezozoică peste fliş nu poate avea înclinare mai mică de 45° spre vest, valoarea acesteia fiind probabil în jurul a 50° sau chiar mai mult (fig. 2). Comparînd însă aceste date cu rezultatele prospecţiunilor gravimetrice din regiune [2], care indică o afundare a flişului sub cristalin mult mai spre vest decît locaţia forajului menţionat, trebuie să admitem că planul de încălecare nu are o înclinare constantă, culcîndu-se în adîncime pînă aproape de orizontală. Aceeaşi variaţie a înclinării planului de încălecare şi pe direcţie rezultă din examinarea situaţiei din zona forajului faţă de relaţiile prezentate de Fl. Tănăsescu şi colab. (1964) în zona ferestrei tectonice Greben, unde contactul anormal dintre cristalin şi fliş devine cvasiorizontal spre suprafaţă.

În regiunea Pojorîta — Valea Putnei, prin lucrările de prospecţiune au fost stabilite constituţia petrografică şi stratigrafia şisturilor epimetamorfice de la limita de est a blocului cristalin (I. Rădulescu şi colab., 1967) şi structura internă a zonei cristalino-mezozoice (Gh. Bâgu şi colab., 1966). Prospecţiunile gravimetrice [3] au stabilit cu certitudine existenţa încălecării zonei cristaline peste flişul cretacic şi în acest sector. Dislocaţia frontală (la suprafaţă) ce limitează spre est zona cristalino-mezozoică este evidenţiată prin linia de gradient orizontal maxim ce reflectă încălecarea, iar înrădăcinarea spre vest a cristalinului este ilustrată prin creşterea continuă a valorii anomaliei cîmpului gravitaţional. În acest

[1] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puiu, Maria Puiu, *Raport geologic preliminar asupra cercetărilor din cristalinul Carpaţilor Orientali (Cîrlibaba — Gheorgheni)*, Arh. C.S.G., 1965.

[2] I. Plăvan, informaţie verbală — ianuarie 1968.

[3] R. Botezatu, *Raport asupra prospecţiunilor gravimetrice din regiunea Cîmpulung—Vatra Dornei*, Arh. C.S.G., 1955.

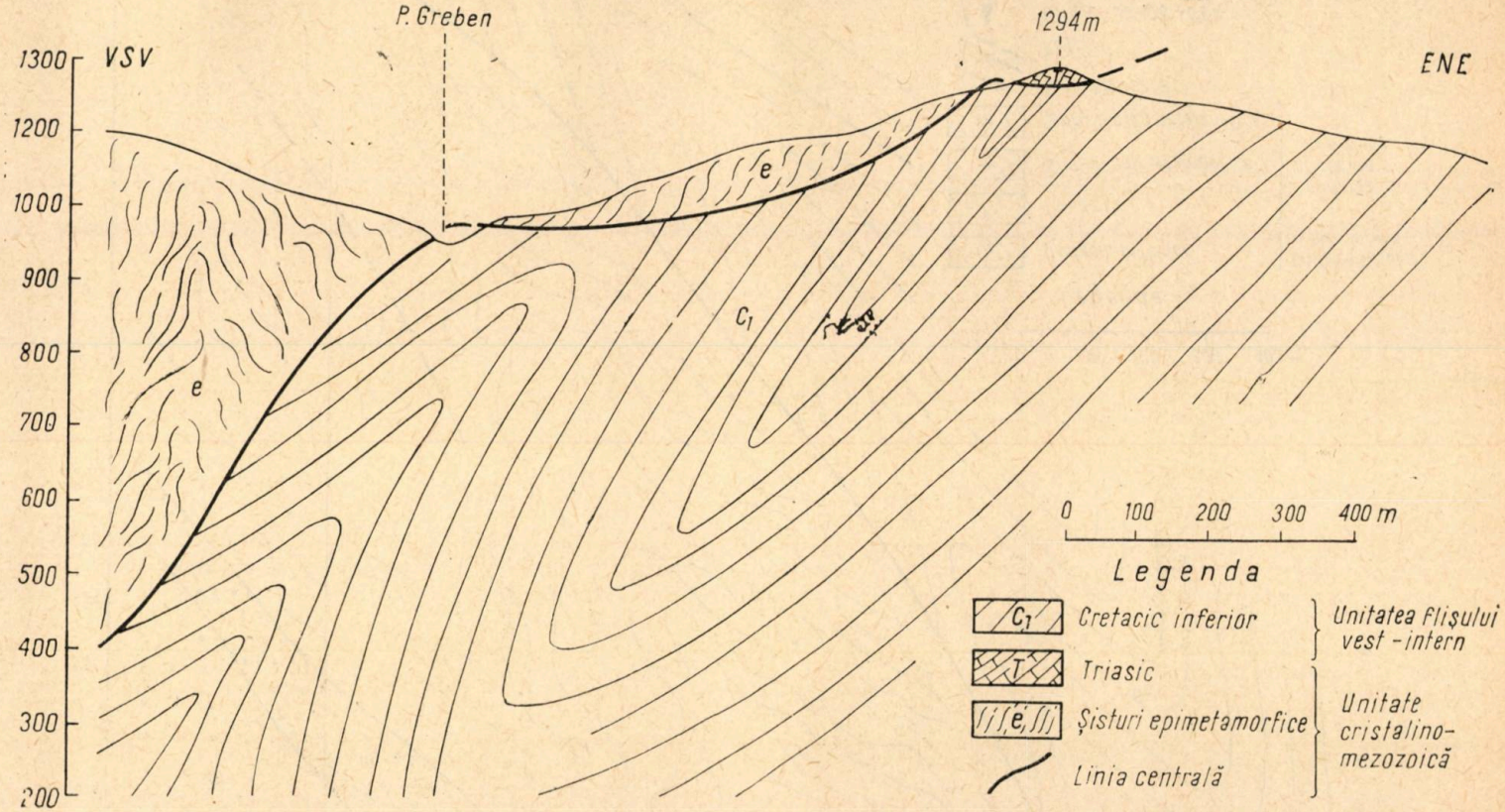


Fig. 1. — Secțiune transversală prin fereastra Greben — Ostra (după F. T ă n ă s e s c u și colab., 1964).

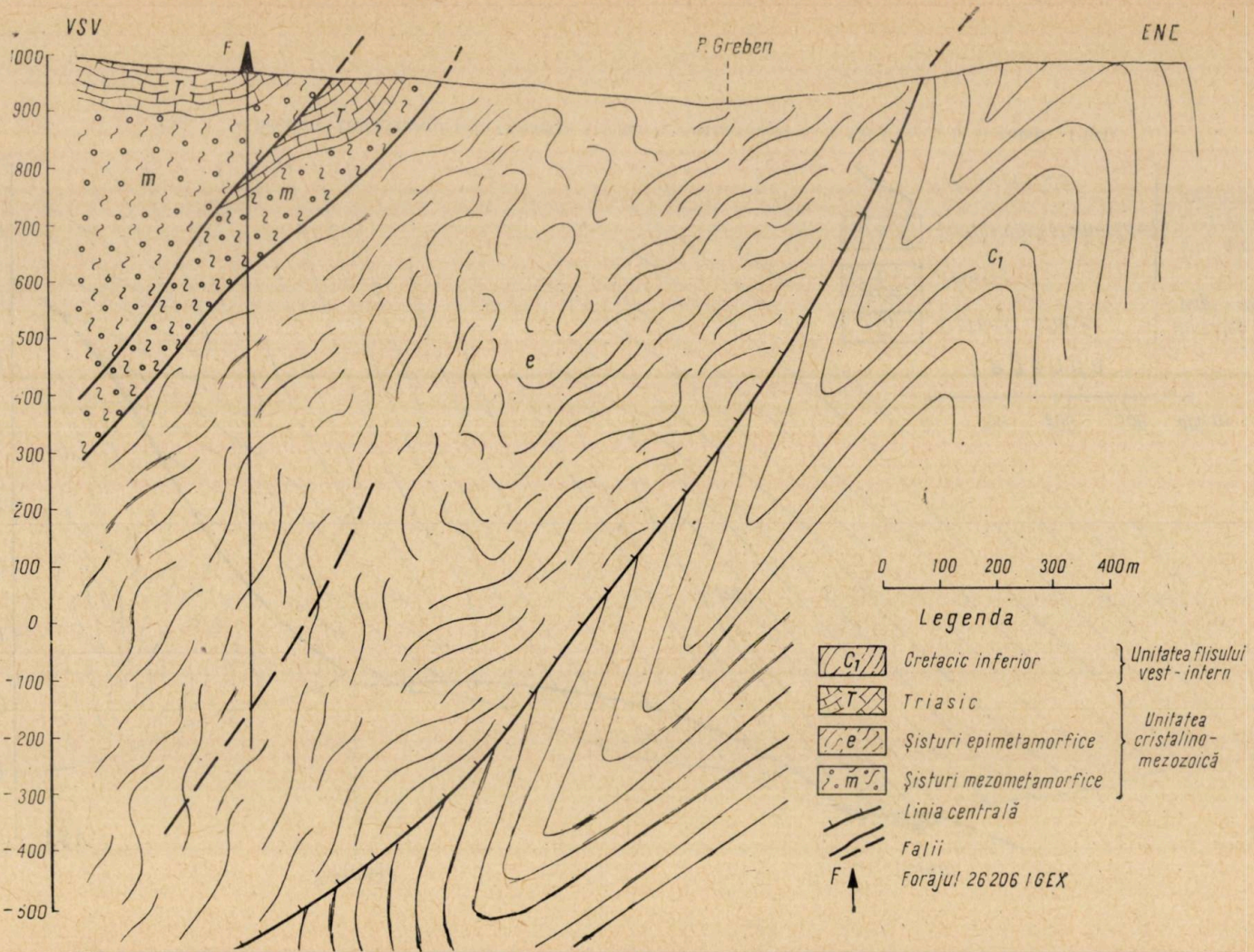


Fig. 2. — Secțiune transversală prin forajul 26 206 — IGEX — Ostra (după I. Rădulescu și Gh. Bâgu).

sens, se pare că înrădăcinarea cristalinului se produce la peste 10 km vest de limita dintre cristalin și fliș.

Pe fondul creșterii spre vest a valorii anomaliei cîmpului gravitației, în interiorul zonei cristalino-mezozoice, se individualizează un minim gravitațional local. Această anomalie este orientată în sensul structurii geologice regionale (NV—SE) și este situată la circa 6 km depărtare de fruntea încălecării. Datele geologice de suprafață și de mică adîncime — obținute în lucrările de foraj executate de către IGEX în Valea Putnei — nu justifică apariția acestei anomalii gravimetrice; R. Botezatu[4] consideră că anomalia este cauzată de o micșorare a densității rocilor în adîncime. Cunoscînd însă caracterele petrografice ale întregii stive de șisturi cristaline din regiune, trebuie să admitem că deficitul de masă nu se datorește șisturilor cristaline, ci volumului important de formațiuni sedimentare aparținînd zonei flișului, acoperit de o placă subțire de cristalin (fig. 3). Această subțiere locală a cristalinului este posibilă în cazul unui șariaj de forfecare cum este cazul în regiune. Amploarea șariajului în zona Pojorîta — Valea Putnei este bine pusă în evidență prin îngustarea exagerată a flișului zonei vest-interne pe valea Moldovei (I. Băncilă, 1958), care nu poate fi explicată numai pe baze sedimentologice. Încălecarea cristalinului peste fliș cu amploare mare este în concordanță cu concluziile cercetărilor efectuate spre nord-vest, de-a lungul aceleiași structuri (O. S. Vialov, 1963), unde deplasarea cristalinului spre est depășește 18 km.

Indicații interesante asupra șariajului zonei cristalino-mezozoice în regiunea Pojorîta — Valea Putnei și a implicațiilor sale economice furnizează forajul 34 905 IGEX, amplasat la altitudinea de 800 m, pe valea Putnei, la circa 6 km vest de linia frontală a încălecării. Forajul a avansat 348 m, adîncime la care a fost oprit din cauza dificultăților tehnice. Făcînd legătura cu faptul că forajul este amplasat pe continuarea spre nord-vest a minimului gravitațional local amintit, rezultă că presupusa grosime mică a cristalinului șariat în acest sector capătă un oarecare grad de certitudine.

OVERTHRUST OF CRYSTALLINE FORMATIONS ON CRETACEOUS FLYSCH IN THE POJORÎTA — VALEA PUTNEI ZONE (EASTERN CARPATHIANS)

ABSTRACT

Surface geological research work, geophysical prospecting (gravimetric) and drillings carried out during these last years at the eastern border of the Crystalline-Mesozoic zone, have yielded valuable data which allowed us to detect, at least in the Pojorîta — Valea Putnei region, an important thrust of crystalline formations over the Cretaceous flysch zone. On the basis of gravity anomaly distribution inside the crystalline zone, the conclusion is reached that the thickness of crystalline schists thrust over the flysch deposits is not uniform, their marked thinning being pointed out in the IGEX drilling zone no. 34905 of the Putna Valley.

[4] R. Botezatu, *op. cit.*, p. 3.

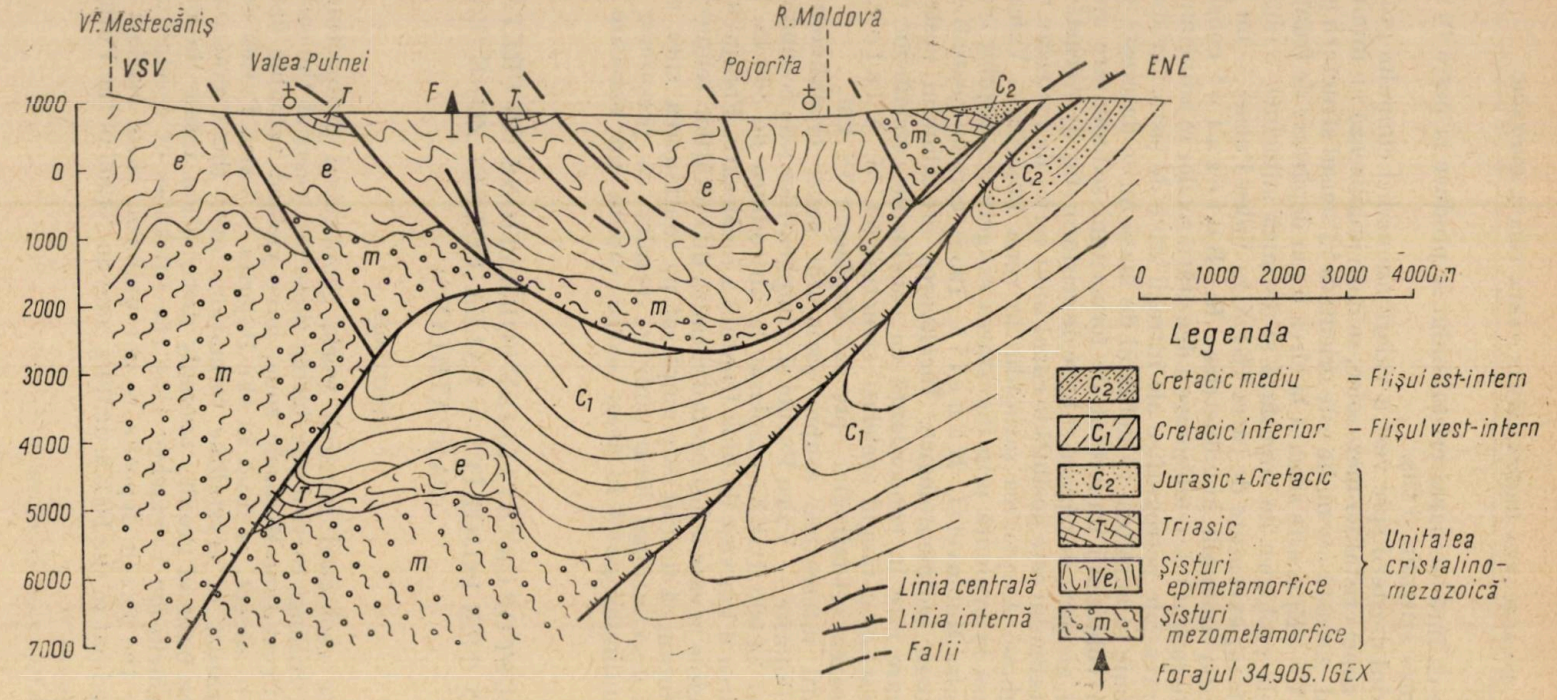


Fig. 3. — Secțiune transversală ipotetică prin forajul 34 905 — IGEX — Pojorîta — Valea Putnei (după I. Rădulescu și Gh. Bâgu).

BIBLIOGRAFIE

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUȚĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962), *Memoriu la harta tectonică a României*, An. Inst. geol., **XXXII**.

BÂGU GH., și colab. (1966), *Tectonica regiunii Valea Putnei — Valea Stînii (Carpații Orientali)*, An. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, secț. a II-a, **XII**.

RĂDULESCU I., RĂDULESCU LUDMILA, TEUCA I. (1967), *Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei — Lucina (Carpații Orientali)*, D.S., Inst. geol., **LIII**/*1* (1965—1966).

TĂNĂSESCU F., PITULEA G., BĂNCILĂ F. (1964), *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea și Greben*, D.S., Inst. geol., **XLIX** (1961—1962).

VIALOV O. S. (1963), *Scurtă privire asupra tectonicii Carpaților sovietici*, Congr. V, Asoc. carp.-balc.

Primit la redacție
la 9 ianuarie 1969

Comitetul de Stat al Geologiei și Întreprinderea geologică de explorări

STUDIUL CRISTALOGRAFIC AL CELESTINEI DE LA BACI

DE

I. IMREH

Primii cercetători care amintesc de celestina din această ocurență au fost A. Koch (1878) și G. Benkö (1885). A. Koch a descris unele filonașe de celestină fibroasă aflată într-o marnă de culoare albastră-verzuie, intercalată între bancurile de calcar, iar G. Benkö, celestina cristalizată pe pereții unui calcar marnos din părțile superioare ale complexului de calcare eocene superioare din această ocurență. Tot din părțile superioare au fost cunoscute cristale de celestină care mineralizează golurile din resturi fosile, mai ales din *Echinolampas gig.* Acestea din urmă, în majoritatea cazurilor, nu prezintă însă forme cristalografice bine distincte, datorită concreșterii haotice a cristalelor ce umplu golurile.

În anul 1957 am descris 15 cristale colectate dintr-o carieră (azi părăsită) aflată pe malul drept al pîrîului ce curge prin defileul Baciului. Studiind aceste cristale (I. Imreh, 1957), în afară de formele cunoscute, am determinat o formă nouă pentru celestina din țara noastră (135). Numărul mic al cristalelor colectate nu a permis un studiu mai amplu în ceea ce privește datele statistice ale formelor și zonelor, studiu absolut necesar în prelucrarea cristalografică modernă.

Mai nou, datorită exploatării intense în carierele de pe malul stîng al pîrîului, am avut posibilitatea să colectăm încă 61 de cristale apte pentru studiul cristalografic. În total, din ocurența de la Cheile Baciului am avut la dispoziție 76 de cristale, ceea ce ne-a permis o descriere cristalografică mai amplă din toate punctele de vedere.

DATELE STATISTICE ALE FORMELOR

Pe cele 76 de cristale am putut determina următoarele forme :

c	(001)	j	(0.1.14)	l	(104)	z	(111)	x	(135)
o	(011)	d	(102)	m	(110)	y	(122)		

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 275–282, București, 1970

Dintre aceste forme, (0.1.14) este o formă nouă pentru celestina din țara noastră.

Formele determinate au apărut în următoarele combinații (tabelul nr .1).

Tabelul nr. 1

Combinațiile formelor

	c	m	o	l	d	x	y	z	j	Nr. cristalelor
1	c	m	o	l	d	—	—	—	—	34
2	c	m	o	l	d	—	y	—	—	2
3	c	m	o	l	d	x	y	—	—	3
4	c	m	o	—	d	—	—	—	—	3
5	c	—	o	l	d	—	—	—	—	13
6	c	—	o	l	d	—	—	z	—	14
7	c	m	o	l	d	—	—	z	j	1
8	c	—	o	l	—	—	—	—	—	2
9	c	m	o	l	d	—	—	z	—	3
10	c	—	o	—	d	—	—	—	—	1

În ceea ce privește valorile de persistență, din tabelul nr. 2 reiese că formele se pot grupa în trei categorii : forme cu persistență maximă și mare : (001), (011), (104), (102) ; forme cu valori de persistență medie și

Tabelul nr. 2

Valorile de persistență ale formelor

	Simbol	Indici	P
1	c	(001)	100,00
2	o	(011)	100,00
3	d	(102)	97,36
4	l	(104)	94,73
5	m	(110)	60,52
6	z	(111)	23,68
7	y	(122)	6,57
8	x	(135)	3,94
9	j	(0.1.14)	1,31

mică : (110), (111) ; forme cu persistență minimă : (122), (135) și (0.1.14). Este normal ca cele mai frecvente combinații să fie alcătuite din formele cu persistență maximă și mare (c m o l d).

O altă concluzie importantă ce se desprinde din studiul cristalelor de celestină de la Baci este dominanța combinațiilor alcătuite din cinci forme. Numărul acestor cristale este de 48, ceea ce reprezintă 60,5% din totalul cristalelor studiate. Dominanța cristalelor alcătuite din cinci forme a reieșit și din studiile noastre anterioare asupra cristalelor de celestină din Bazinul Transilvaniei (I. Imreh, 1957 *a*, *b* și *c* ; I. Imreh și G. Imreh, 1959), precum și din studiile lui W. Schilly (1933) — fie personale, fie din datele bibliografice — asupra celestinei din lumea întreagă.

Valorile de persistență ne arată frecvența în combinații a unei forme oarecare. Din punct de vedere al habitusului însă nu este indiferent dacă forma apare în mărime dominantă sau subordonată. Din acest motiv pentru caracterizarea relațiilor de mărime ale formelor în ansamblul cris-

Tabelul nr. 3

Valorile D, T și S ale formelor

	Simbol	Indici	Dominante		De tranziție		Subordonate		n
			d	D	t	T	s	S	
1	c	(001)	64	84,21	9	11,84	3	3,94	76
2	o	(011)	1	1,32	72	94,74	3	3,94	76
3	l	(104)	45	62,50	23	31,94	4	5,56	72
4	d	(102)	8	10,81	32	43,24	34	45,94	74
5	m	(110)	—	—	6	13,04	40	86,95	46
6	z	(111)	—	—	—	—	18	100,00	18
7	j	(0.1.14)	—	—	—	—	1	100,00	1
8	y	(122)	—	—	—	—	5	100,00	5
9	x	(135)	—	—	—	—	3	100,00	3

d, t și s arată numărul cristalelor pe care a apărut forma în mărime dominantă, de tranziție sau subordonată, iar n este numărul cristalelor pe care a apărut forma, indiferent de mărime.

talului am utilizat valorile D, T și S, valori introduse de noi în studiul cristalografic (I. Imreh, 1957 *a b* și *c*; I. Imreh și G. Imreh, 1959, 1962, 1963; I. Imreh și G. Ionescu, 1963). Calcularea lor este prezentată pe larg în lucrări anterioare (12, 13). Aceste valori sînt cuprinse în tabelul nr. 3. Din acest tabel se poate trage o concluzie foarte importantă, și anume că formele cu valori de persistență maxime și mari sînt forme care apar și în mărime dominantă. Excepție formează (011), care are o valoare de dominanță minimă (D = 1,32). Pe baza valorilor de dominanță, cea mai importantă formă este (001), cu valoarea D = 84, 21, apoi urmează (104), cu valoarea D = 62,5, și (102), cu valoarea D = = 10,81. Restul formelor au o importanță mai redusă, deoarece — cu excepția formei (011) — au un caracter general subordonat, cu valorile S cuprinse între 86,95 și 100. Este demn de remarcat faptul că, pe cînd la cristalele de celestină studiate de noi din alte ocurențe din Bazinul Transilvaniei, (011) este o formă cu caracter general dominant, aici, la Baciu, ea are un caracter general de tranziție. În figura 1, 2, 3 și 4 vom reprezenta grafic valorile P, D, T și S ale cristalelor de celestină de la Baci.

Determinînd din tabelul nr. 3 caracterul general al formelor, putem întocmi formula cristalului colectiv (I. Imreh și G. Imreh, 1964) din ocurență, care este următoarea:

cD, lD, oT, dS, mS, zS, jS, yS, xS.

În formulă, litera mică reprezintă simbolul, iar litera mare caracterul formei.

La determinarea formelor se mai utilizează și așa-numiții vectori PBC (*periodic bond chain vector*), introduși în studiul cristalografic de către P. Hartman și W. G. Perdok (1955). Acești autori împart formele în trei categorii: forme cu fețe de categoria F (*flat faces*), forme cu

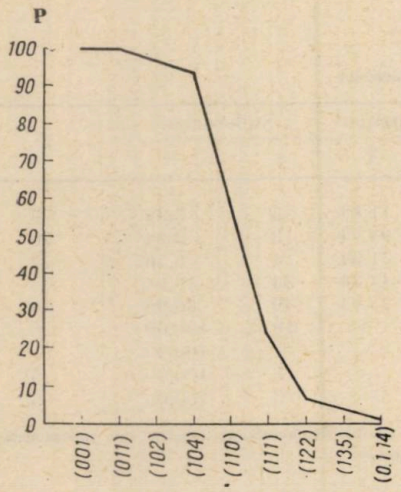


Fig. 1. — Valorile de persistență ale formelor.

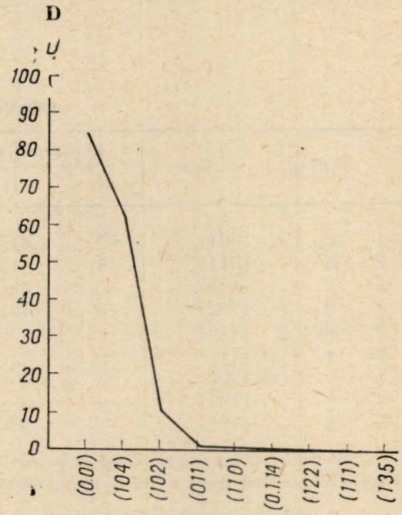


Fig. 2. — Valorile D ale formelor.

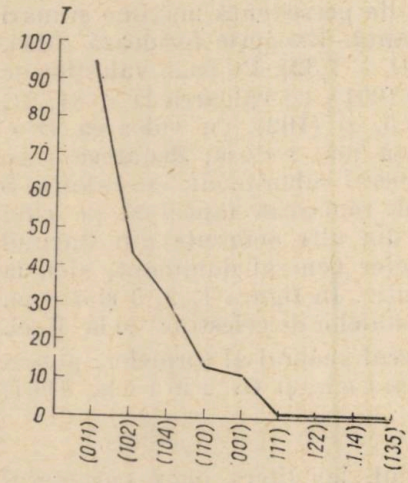


Fig. 3. — Valorile T ale formelor.

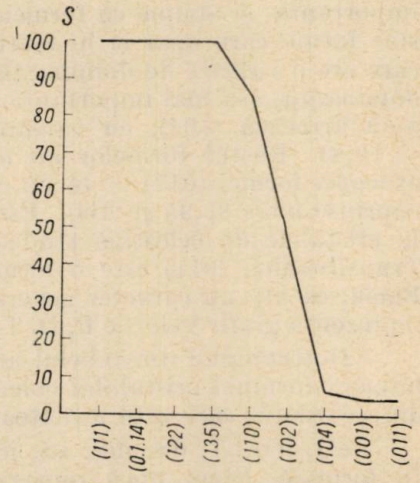


Fig. 4. — Valorile S ale formelor.

fețe de categoria S (*stepped faces*) și forme alcătuite din fețe de categoria K (*kinked faces*). Cele mai importante sînt cele de categoria F. Din acest punct de vedere putem constata că la celestină fețele de categoria F sînt : (001), (110), (102), (010), (111) și (100). Din această ordine de importanță reies unele diferențe între ordinea determinată de noi pe baza valorilor D și cea determinată pe baza vectorilor PBC. Importanța mare a formelor (001) și (102) a reieșit și din determinările noastre pe cristalele de celestină de la

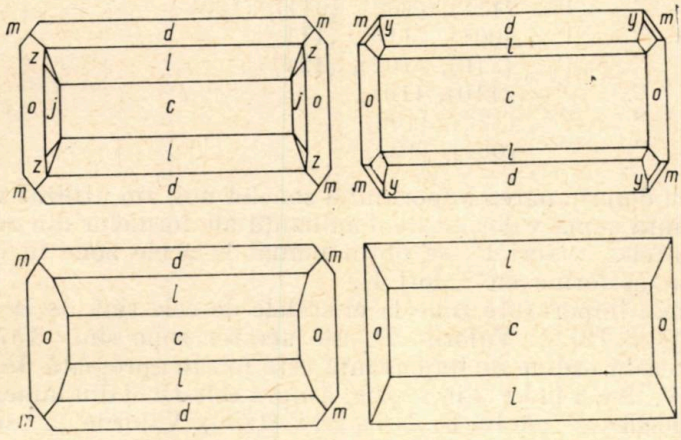


Fig. 5. — Cristale din ocurența de la Baci.

Baci, deoarece aceste forme pot să apară și în mărime dominantă, avînd valori de dominanță cuprinse între 84,21 și 10,81. Nu putem fi de acord cu înglobarea formelor (111) și (110) în categoria F, fiindcă pe cristalele de celestină din Bazinul Transilvaniei ele apar în majoritatea cazurilor în mărime subordonată, iar în cazul special al celestinei de la Baci apar fără excepție ca fețe mici.

Nu putem fi de acord nici în ce privește forma (011). Această formă, pe baza vectorilor PBC, ar avea o importanță de categoria K. Forma (011) este însă una dintre cele mai importante forme pe cristalele de celestină din Bazinul Transilvaniei. În nici un caz nu are o importanță de categoria K, deoarece este mult mai importantă decît (111) sau (110), care au fost cuprinse în categoria fețelor F. Chiar și pe cristalele de la Baci, forma (011) a apărut într-un caz în mărime dominantă, iar pe restul cristalelor în mărime de tranziție și numai pe trei cristale în mărime subordonată. Valoarea de persistență maximă (P = 100), de asemenea, îi conferă o importanță mult mai mare decît îi este rezervată pe baza vectorilor PBC.

Critica utilității vectorilor PBC a fost dată de către B. Honigmann (1958), la care, într-o lucrare anterioară (I. Imreh, 1965), am adăugat și părerea noastră. Din exemplul furnizat de cristalele de la Baci, reiese că vectorii PBC ar putea fi utilizați cu folos în cazuri ideale, însă în cazuri reale nu, deoarece nu reflectă specificul care se poate surprinde la cristalele din oricare ocurență.

ZONELE MAI IMPORTANTE

Cele mai importante zone sînt :

[100] cu formele (011), (001), (0.1.14)
[010] " " (001), (102), (104)
[001] cu o singură formă, (110)
[011] cu formele (011), (111), (122)
[111] " " (110), (011)
[211] " " (111), (102), (011), (135)
[110] " " (001), (110), (111)
[221] " " (110), (102), (122)
[441] " " (110), (104)
[201] " " (122), (102)
[210] " " (001), (122)

Pentru determinarea importanţei zonelor noi, am utilizat valorile D_z, care reprezintă suma valorilor de dominanţă ale formelor din zona respectivă. Bineînţeles, valori D_z se obţin numai la acele zone în care există cel puţin două forme cu valori D.

Cele mai importante zone la cristalele de celestină de la Baci sînt : [010], [100] şi [211]. Valorile D_z ale acestor zone sînt : 157,52, 85,53 şi 12,13. Această ordine de importanţă este foarte apropiată de cea determinată de W. Schilly din studiul asupra celestinei din lumea întreagă, utilizînd valorile „g" ale lui P. Niggli (1926). Valorile „g" sînt folosite la determinarea importanţei zonelor şi se calculează din formula :

$$\sum_{z}^{1} (nH)_z,$$

unde z reprezintă numărul formelor din zona respectivă, H frecvenţa formei, iar n arată de cîte ori se repetă faţa unei forme în zona respectivă.

Importanţa stabilită de W. Schilly este [010] (g = 691); [100] (g = 609); [011] (g = 518); [110] (g = 470,8) şi [211] (g = 463,4).

Ordinea de importanţă a zonelor [010] şi [100], determinată de noi, coincide perfect cu cea determinată de W. Schilly, însă a zonei [211] diferă cu două locuri.

Mult mai importantă este însă concluzia că această ordine de importanţă noi am stabilit-o din studiul a *76 de cristale* ce provin dintr-o *singură ocurenţă*. Totuşi, am obţinut valori comparabile cu cele rezultate din studiul celestinei din lumea întreagă. Aceasta atestă utilitatea mare a valorilor D_z. Diferenţa în ce priveşte importanţa zonei [211] nu este mare şi reflectă specificul cristalelor din ocurenţa de la Baci.

W. Schilly (1933) a determinat importanţa zonelor şi cu alte valori (c, f, K). Din aceste determinări (tabelul nr. 10) reiese că, pe baza valorilor „f", zona [211] ocupă locul trei, pe baza valorilor „c" locul întîi, iar pe baza valorilor „K" locul şase. Vedem deci că locul ocupat de zona [211] în ordinea de importanţă, determinată pe baza valorilor D_z, reprezintă o valoare medie. De altfel, la cristalele de celestină de la Cheia, unde am studiat 300 de cristale, zona [211] ocupă tot locul trei în ordinea de importanţă.

În zona [010] ($D_z = 157,52$) se găsesc cele mai importante forme: (001), (104) şi (102), forme care au şi valori de persistenţă mari. În zona [100] există două forme care au de asemenea o influenţă mare asupra habitusului cristalelor: (001) şi (011).

HABITUSUL CRISTALELOR

În ceea ce priveşte habitusul se pot distinge două tipuri:
— tabular alungit după axa „b"; simbolul acestui tip este

$$P^{b}_{(001)}[010]\ [100],$$

adică planar (K. C h u d o b a) după forma (001), cu zonele [010] şi [100] cele mai dezvoltate; acest tip totalizează 95% din totalul cristalelor cercetate;

— tabular alungit după axa „a".

$$P^{a}_{(001)}[100]\ [010]$$

Acest tip reprezintă 5% din totalul cristalelor.

Pe cristalele studiate de noi din defileul Baciului am putut observa o coroziune interesantă. Se poate spune că mai toate feţele formei (011) sînt corodate după direcţii paralele cu axa cristalografică „a".

PARAGENEZĂ

Celestina apare pe crăpăturile calcarelor, concrescută cu cristale scalenoedrice de calcit. Această parageneză calcit-celestină am observat-o şi în alte ocurenţe studiate de noi şi are o deosebită importanţă în ceea ce priveşte geneza celestinei sedimentare, problemă dezbătută amplu într-o lucrare anterioară (I. I m r e h şi G. I m r e h, 1961). În afară de celestină şi calcit, pe crăpăturile şi în masa calcarelor am mai găsit pirită intactă sau uneori limonitizată, rezultînd chiar pseudomorfoze de limonit după pirită. Mai apar cristale de gips care pot să atingă şi dimensiunea de 1 cm.

KRISTALLOGRAPHISCHES STUDIUM DES COELESTINS AUS BACI

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit beschreiben die Autoren 76 Coelestin-Kristalle aus Baci (neben Cluj). Die Kombinationen, in welchen die Formen erscheinen, sind in Tabelle 1 ersichtlich. Die statistischen Daten der Formen sind in Tabelle 2 und 3 enthalten. Die Berechnungsmethode der Werte D, T, S und D_z wurden in den mit 4, 5, 6, 7, 12 und 13 bezeichneten bibliographischen Angaben beschrieben.

Die Wichtigkeit der Zonen, welche für Kristalle aus Baci bestimmt wurde, ist folgende: [010], [100] und [211].

Der Habitus der Kristalle ist im letzten Teil der Arbeit beschrieben, wo das Symbol der beiden Habitustypen angegeben ist.

Der Coelestin-Kristall erscheint mit Kalzit zusammen.

BIBLIOGRAFIE

Benko G. (1885), *Uj célesztin es barit elöfordulás*, Orv.-Term. Tud. Ert., Cluj.

Hartman P., Perdok W. G., (1955), *On the Relations between Structure and Morphology of Cristals*, Acta Cryst., **8**, *49*.

Honigmann B. (1958), *Gleichgewichts- und Wachstumformen von Kristallen*, Darmstadt.

Imreh I. (1957), *Noi cristale de celestină de la Baci*, St. cerc., geol., geogr., Cluj, **VIII**, *3—4*.

Imreh I. (1957 *a*), *Cristale de celestină de la Săndulești*, St. cerc. geol., geogr., Cluj, **VIII**, *1—2*.

Imreh I. (1957 *b*), *Noua ocurență cu celestină de la Dumbrava și Cluj*, Bul. Univ. ,,Babeș-Bolyai'', Seria șt. nat., Cluj, **II**, *1—2*.

Imreh I. (1957 *c*), *A célesztin ujabb elöfordulása Copandon*, F. Közl., Budapesta, **87**, *1*

Imreh I. (1965), *Contribuții la studiul corelării morfologiei cu structura internă a cristalelor*, St. Univ. ,,Babeș-Bolyai'', Cluj, Seria geol.-geogr., *1*.

Imreh I., Imreh G. (1959), *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Miner., Mh., Stuttgart, **11/12**.

Imreh I., Imerh G., (1961), *Contribuții la studiul genezei celestinei sedimentare*, St. cerc. geol., **VI**, *2*.

Imreh I., Imreh G. (1962), *Pirita și mispichelul de la Baia Borșa*, St. cerc. geol., **VII**, *2*.

Imreh I., Imreh G. (1963), *Studii morfogenetice asupra cristalelor de baritină de la Copăceni*, St. cerc. geol., **VIII**, *1*.

Imreh I., Imreh G. (1964), *Noi valori cristalografice pentru caracterizarea habitusului și importanței zonelor*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **IX**, *1*.

Imreh I., Ionescu G. (1963), *Barit-Kristalle aus Baia Sprie*, N. Jb. Miner., Abh., Stuttgart, **103**, *1*.

Koch A., (1878), *Ásvány és Közettani közlemények Erdélyböl*, Akad. kiadó, Budapesta.

Niggli P. (1926), *Baugesetze kristalliner Materie*, Z. Krist., *63*.

Schilly W. (1933), *Zusammenhänge zwischen Morphologie, Struktur und Genesis bei Cölestin*, N. Jb. Miner. Beil., Stuttgart, **67**.

Primit la redacție
la 8 ianuarie 1969

Universitatea ,,Babeș-Bolyai'', Cluj
Catedra de mineralogie

CÎTEVA PLANTE FOSILE NECUNOSCUTE DIN STEPHANIANUL DE LA SECUL (BANAT)

DE

I. AL. MAXIM și I. PETRESCU

Plantele determinate și descrise în cele ce urmează fac parte din patrimoniul muzeal al Universității din Cluj. Ele au fost colectate de H. H u m m l (Timișoara), de la care au fost achiziționate de Catedra de geologie-paleontologie.

Pe scurt, caracterele stratigrafice ale regiunii de proveniență a plantelor fosile se prezintă astfel :

Fundamental este alcătuit dintr-o serie cristalină de micașisturi și gnaise, peste care se dispun, discordant și transgresiv, sedimentele carboniferului superior. Depozitele continentale ale carboniferului superior sînt alcătuite din : conglomerate, gresii micacee șistoase, pe alocuri cuarțitice și argiloase, șisturi cărbunoase și strate de cărbuni.

Pe suprafețele de despicare ale șisturilor ce aparțin carboniferului superior se găsesc numeroase impresiuni de plante ; uneori chiar pe același eșantion se poate distinge o varietate mare de tipuri. Plantele de aici au fost semnalate încă de foarte mult timp de F. H a u e r (1864), D. S t u r (1870) și nu de mult de I. M a t e e s c u (1957).

Eșantioanele cercetate sînt foarte bogate în resturi de material paleofloristic, cu o frecvență mai mare fiind : *Sigillaria sp.*, *Lepidodendron sp.*, *Stigmaria ficoides*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Sp h.angustifolium*, *Annularia sphenophylloides*, *Imparipteris* (*al. Neuropteris*) *britanica*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Alethopteris serli*, *Calamites sp.*, *Pecopteris* ș.a.

Redăm, în cele ce urmează, descrierea plantelor care reprezintă noutăți pentru inventarul paleobotanic al țării noastre.

Sphenophyllum myriophyllum Crépin

Frunzele studiate sînt acicular-cuneiforme, iar conformația lor prezintă despicături foarte profunde. Datorită fragilității, acestea rareori

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 283—294 București, 1970

se mai găsesc aşezate în verticilul iniţial; în majoritatea cazurilor, ele sînt solitare pe suprafaţa rocii — situaţie valabilă şi pentru eşantionul nostru, aflat în colecţie sub nr. inv. 11 897.

Lungimea medie a frunzelor găsite este de 15—20 mm. Unghiul mediu de despicare al frunzelor (25°) şi lăţimea bazei lor (1—2 mm) fac ca materialul cercetat să se încadreze întrutotul în diagnozele speciei descrise de C r é p i n, în 1880, ca *Sph. myriophyllum*.

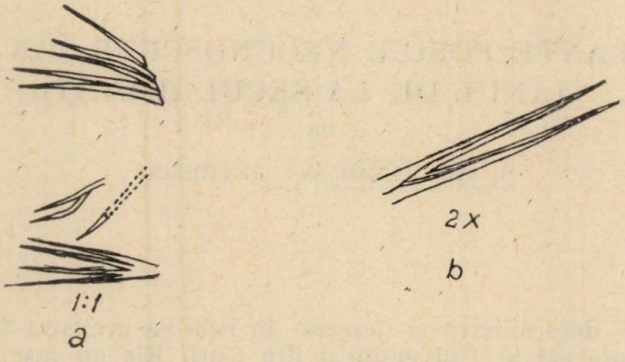


Fig. 1. — *Sphenophyllum myriophyllum* Crépin.

Specia menţionată, aşa după cum o dovedesc urmele paleofloristice existente, trebuie să fi fost mult mai puţin răspîndită în paleoflora de la Secul decît alte *Sphenophyllaceae*, cum ar fi: *Sph. oblongifolium* (Germar et Kaulfuss) Unger şi *Sph. angustifolium* (Germar) Goeppert, bine reprezentate la Secul.

Sph. myriophyllum este răspîndit în westphalianul B, C şi stephanianul Europei (Franţa, Belgia, Germania, Marea Britanie, Olanda, Cehoslovacia, Polonia), iar în S.U.A. în carboniferul Bazinului Michigan. În Bazinul Saar îi este precizată răspîndirea în westphalianul A, B, C, iar în Bazinul Donеţ în stratele C_2^5, C_2^6, C_2^7 (C_3^1) (E. B o u r e a u, 1964; E. O. N o v i k, 1952; W. R. R e m y, 1959).

Annularia stellata (Schlotheim) Wood

Este una dintre cele mai frecvente specii din paleoflora de la Secul, avînd predominanţă şi asupra lui *Ann. sphenophylloides* (Zenker) Gutbier, formă care poate să fie adesea găsită pe suprafeţele de despicare ale şisturilor carbonifere aflate în atenţia noastră.

La această specie se pot uşor remarca două tipuri de frunze: una oblanceolată, ce poate atinge 25 mm lungime, iar alta liniară, cu lungimea medie de 20 mm (cîteva exemplare atingînd şi 30 mm).

Pe cele şase eşantioane cercetate (nr. inv. 11 888, 11 889, 12 561, 12 562, 12 563, 11 892) se vede clar existenţa a numeroase forme de trecere între aceste două extreme, pe verticile care aparţin aceluiaşi individ sau pe indivizi diferiţi.

Remarcăm că forma liniară se aseamănă cu *Ann. pseudostellata* H. Pot., dar, spre deosebire de aceasta, numărul frunzelor într-un verticil este mult mai mare, pînă la 32, iar punctul de inserţie este mai puţin labil decît la specia lui H. P o t o n i é.

Între anii 1864 şi 1957, din flora de la Secul au fost citate cinci „specii" de *Annularia* : *Ann. minuta* Brgnt., *Ann. longifolia* Brgnt., *Ann. sphenophylloides* Zenk., *Ann. brevifolia* Newb., *Ann. stellata* Schloth. (F. H a u e r, 1864; I. M a t e e s c u, 1957; D. S t u r, 1870). „Speciile"

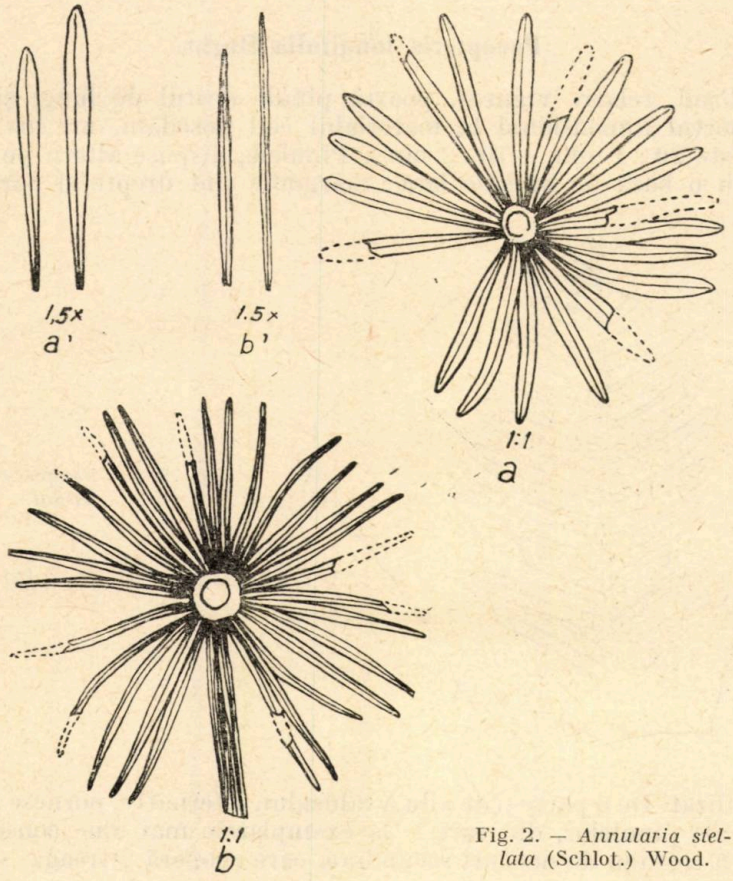


Fig. 2. — *Annularia stellata* (Schlot.) Wood.

de mai sus au fost menţionate şi în unele lucrări de inventariere a materialului paleofloristic de la noi, apărute în timpul din urmă (R. G i v u l e s c u, 1960; A. S e m a k a, 1962; A. S e m a k a şi R. G i v u l e s c u, 1965).

Potrivit literaturii paleobotanice mai noi, „speciile" de mai sus trebuie înţelese ca : *Annularia asterites* Bell (în loc de *Ann. minuta* Brgnt.), *Annularia stellata* (Schloth.) Wood (pentru *Ann. longifolia* Brgnt. şi *Ann. stellata* Schloth.), *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutbier (în loc de *Ann. brevifolia* Newb.).

În ceea ce priveşte răspîndirea paleogeografică şi stratigrafică a speciei discutate, menţionăm că ea se cunoaşte din : westphalianul C, D, stephanianul şi permianul Europei, apoi din China (Shansi, Kaiping), Coreea (Jidao) şi America de Nord ; în Bazinul Donețului se consideră ca fiind prezentă în stratele C_2^7, C_3^n, C_3^0 (C_3^3) (E. Boureau, 1964 ; F. Nemejc, 1963).

În România este citată de la Bojin, Caraşova, Cemerici-Clocotici, Cuptoare, Lupac, Secul, Valea Mare-Gîrlişte, Zăgrădia-valea Minişului (I. Mateescu, 1957 ; L. Roth-Telegdi, 1893 ; D. Stur, 1870)

Pecopteris longifolia Brgnt.

Rahisul, relativ viguros, poartă pinule destul de lungi şi nu prea late (raportul dimensional la materialul ce-l posedăm, nr. inv. 12 564, 12 565, este 20 : 4 mm — 10 : 2 mm). Pinulele, dispuse altern pe distanţe scurte, au o bază de inserţie lată ; marginile sînt drepte şi paralele, cu

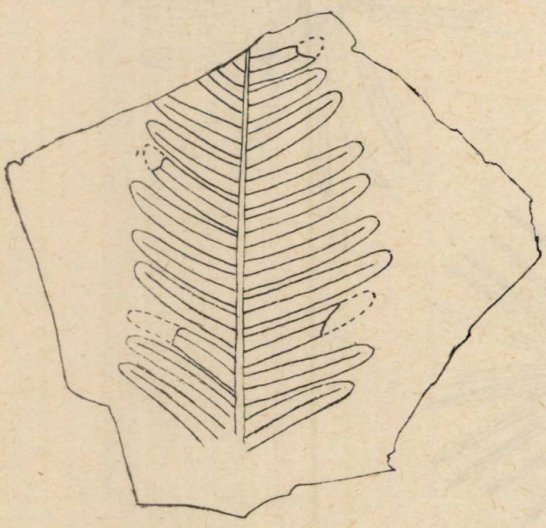


Fig. 3. — *Pecopteris longifolia* Brgnt.

vîrful ovalizat. De o parte şi de alta a rahisului, alternativ, pornesc nervurile mediane ale pinulelor, din care — la exemplarele mai bine conservate — se observă reţeaua de nervuri secundare, care acoperă întreaga suprafaţă a pinulei.

Specia de mai sus este dată cu o frecvenţă mai mare în westphalianul superior (W. R. Remy, 1959).

P. longifolia lipseşte din listele publicate asupra florei fosile din România, tipărite pînă în prezent.

Odontopteris minor Brgnt. **f. zeilleri** H. Potonié

Penele frondelor sînt dispuse altern pînă la opus pe rahisul primar, care este evident dungat longitudinal. Rahisele secundare, şi ele fin

dungate în lung, adeseori trec de 50 mm lungime şi suportă o uşoară arcuire către porţiunea apicală a frondei. La eşantioanele cercetate (nr. inv. 12 562, 12 566) se observă bine cum pinulele se prind de rahis prin toată lăţimea bazei lor.

Marginile paralele şi vîrful ascuţit (neuniform, pînă la rotunjit, al pinulelor, precum şi raportul lungime : lăţime, cuprins între 2,5 : 1 şi

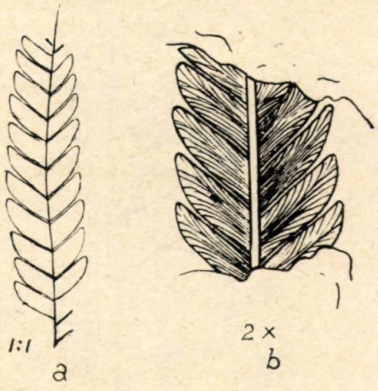


Fig. 4. — *Odontopteris minor* Brgnt. f. *zeilleri* H. Potonié.

3 : 1, sînt caracteristice. Ele fac să se deosebească această specie de *O. reichiana* Gutb., cu care se confundă adesea, şi la care raportul dimensional nu întrece valoarea 2 : 1, iar pinulele sînt triunghiulare pînă la rotunjite.

În cadrul speciei *O. minor* Brgnt., în funcţie de gradul de atingere al pinulelor, se deosebesc două forme : — *brongniarti* H. Pot. şi —*zeilleri* H. Pot. La aceasta din urmă pinulele se ating reciproc şi nu rareori ajung chiar să se acopere, iar spaţiile libere apar numai la nivelul vîrfurilor pinulelor.

W. R. Remy (1959) dă prezentă această specie în mai multe ocurenţe stephaniene din Europa de vest ; în Podişul Turingiei este găsită atît în stephanian, cît şi în formaţiuni mai noi, cum ar fi baza rotliegendului.

Formă nouă pentru paleoflora României.

Alethopteris subdavreuxi Sterzel

Eşantionul din colecţie (nr. inv. 11 876) este foarte bine păstrat trăsăturile caracteristice punîndu-se cu uşurinţă în evidenţă. Pinulele sînt alungite, cu vîrful rotunjit pînă la slab ascuţit. Pe 2/3 au marginile paralele, iar terminal acestea se apropie şi se arcuiesc către partea apicală a rahisului, îndeosebi latura proximală. Nervura mediană a pinulei se prinde de rahis sub un unghi de circa 90°, iar din ea pornesc nervuri secundare, care pe traiectul lor se bifurcă, pentru ca apoi să întîlnească

marginea sub un unghi care, de obicei, este ascuţit. Nervurile mediane sînt foarte evidente şi dispuse opus sau subopus pe rahisul secundar viguros,

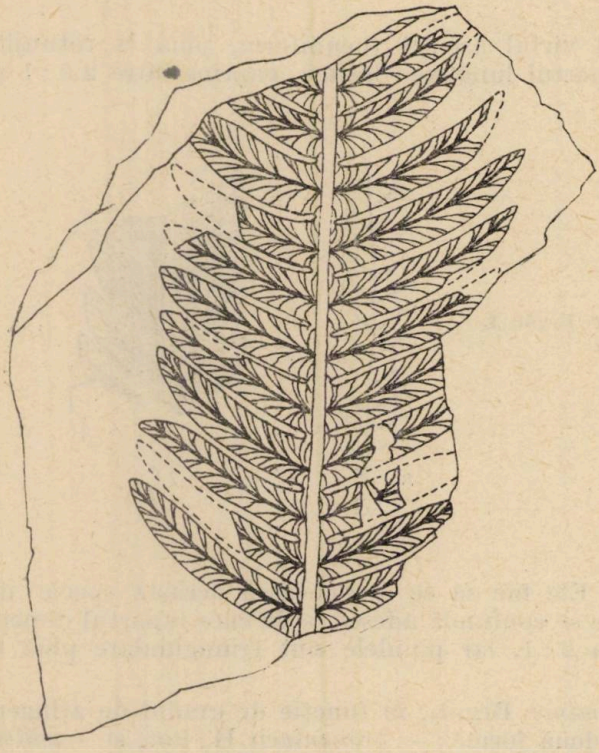


Fig. 5. — *Alethopteris subdavreuxi* Sterzel.

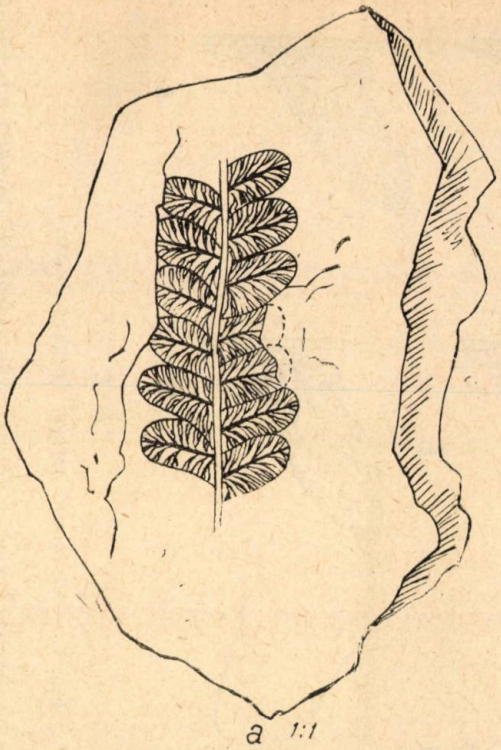
care la rîndu-i formează un unghi de circa 90° cu cel primar. Raportul mediu dintre lungimea şi lăţimea pinulelor este 22 : 5 mm.

Specie nouă pentru flora fosilă a ţării noastre.

Alethopteris grandini Brgnt.

Penele frondelor se rup uşor de pe rahisul principal, ceea ce face ca, de obicei, să întîlnim numai rahisuri secundare purtătoare de pinule. Rahisul secundar, foarte reliefat şi de cele mai multe ori slab arcuit, poartă pinule ale căror nervuri mediane, bine distincte, se inseră sub unghiuri drepte.

Pinulele, aşa după cum se observă şi pe eşantionul nostru (nr. inv. 12 567), sînt de forme variabile : unele scurte şi late, cu raportul lungime : lăţime de 2 : 1, iar altele sînt alungite, pînă la 20 mm — raportul dintre lungimea şi lăţimea pinulei putînd atinge 20 : 6 mm. Au marginile drepte şi aproape pe tot parcursul paralele, vîrful fiind rotunjit sau slab ascuţit. Pinulele alternează sau sînt subopuse ; din nervura lor mediană evidentă, şi care merge pînă aproape de vîrful pinulei, pornesc nervuri secundare de două sau trei ori bifurcate, astfel că pe toată suprafaţa se poate evidenţia o nervaţiune fină şi deasă.



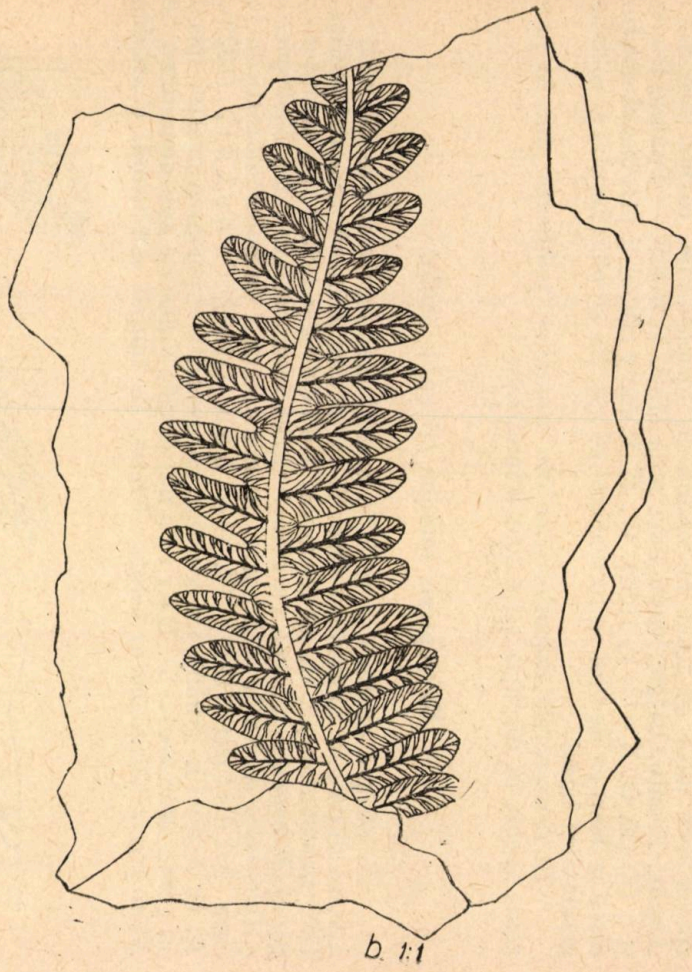


Fig. 6a şi 6b. — *Alethopteris grandini* Brgnt.

Specia este amintită din : Saarbrücken, Ervedoza, Passal, Montalto, valea Deao-Portugalia (W. Schimper, 1869). În timpul din urmă, specia este dată ca fiind răspîndită în formaţiunile carbonifere din : Anglia, Franţa, Belgia, Germania, Asia Mică, U.R.S.S. — Bazinul Doneţ (C_2^5, C_2^7) (E. O. Novik, 1952). W. R. Remy (1959) îi precizează răspîndirea în Europa de vest în formaţiuni ce aparţin stephanianului şi rothliegende-ului bazal.

În conspectele paleofloristice din România, publicate pînă în prezent, specia în discuţie nu a fost semnalată.

Neuropteris obliqua (Brgnt.) Zeiller

N. obliqua prezintă o variaţie morfologică foarte frecventă, ceea ce a atras după sine numeroase discuţii cu privire la încadrarea sistematică. Unii paleobotanişti, ca, de exemplu, Zalessky (1934), au trecut-o la genul *Mixoneura*, un gen cu caracteristici intermediare între *Neuropteris* şi *Odontopteris*. Pe de altă parte, un mare număr de paleobotanişti, între care Kidston (1911), W. Gothan (1913), Crookall (1929), E. O. Novik (1952), nu socotesc ca nimerită raportarea acestei specii la genul *Mixoneura*. P. Bertrand (1926) o descrie sub denumirea de *Neuropteris* (*Mixoneura*) *obliqua* Brgnt. În timpul din urmă, o analiză

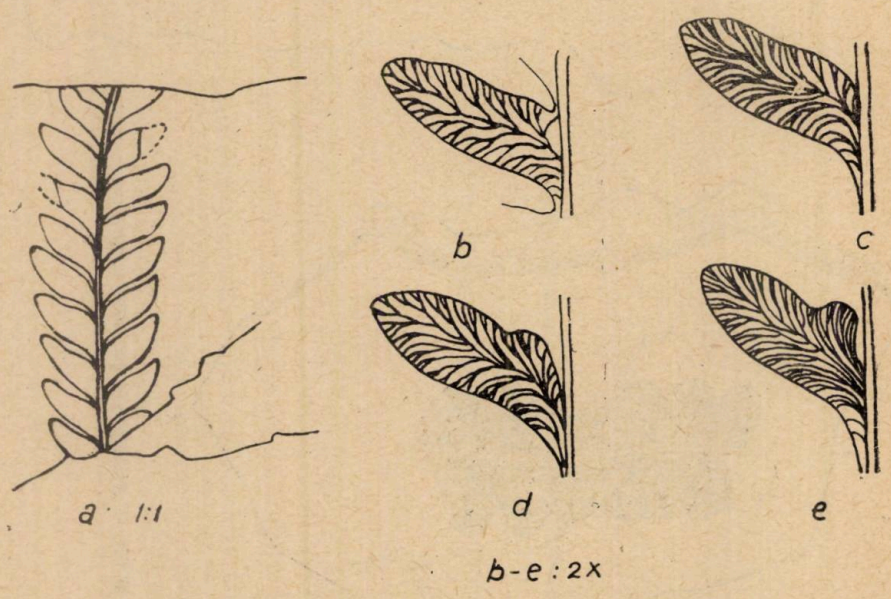


Fig. 7. — *Neuropteris obliqua* (Brgnt.) Zeiller.

detaliată a unor bogate materiale a făcut ca la genul *Mixoneura*, cu caractere colective, să se atribuie numai specia *Mixoneura beraliana* Zaless.

Deşi pe eşantionul nostru (nr. inv. 12 568), foarte bine conservat, se disting toate caracteristicile de amănunt, totuşi la pinule nu se constată

o nervură mediană bine individualizată, ci predomină caractere mixte odontoptero-neuropteridiene.

K. H. Josten (1962) arată asemănările şi deosebirile morfo-nervaţionale dintre specia de care ne ocupăm şi alte neuropteride cu care se poate confunda, ca : *Neuropteris semireticulata* Josten, *Rerticulopteris münsteri* (Eichwald) Gothan, *Neuropteris heterophylla* Brgnt., *N. hollandica* Stockmans. Ceea ce totuşi deosebeşte pe *N. obliqua* de celelalte specii cu care se aseamănă este că nervaţiunea marginală, în zona de bifurcare, este slab îndoită, de unde rezultă şi caracterul său flexuos.

În Germania de vest se găseşte răspîndită în westphalianul A—C (K. H. Josten, 1962). Se mai cunoaşte din multe ocurenţe ale carboniferului mediu din Anglia, Franţa, Olanda, Polonia, Asia Mică. În Bazinul Doneţ, E. O. Novik (1952) a găsit-o în stratele C_2^1 — C_2^7. Specie nouă pentru paleoflora României.

Neuropteris gigantea Sternb. **f. lingua** (Bertr.) Novik

Pinulele mari ale acestei specii se desprind uşor de rahis, ceea ce face ca ele să se găsească în mod obişnuit izolat, cum se întîmplă şi în cazul eşantionului nostru (nr. inv. 12 562).

Pinula figurată de noi, cu raportul lungime-lăţime de 30 : 15 mm, are marginile aproape drepte şi paralele, lipsindu-i însă cele două extremităţi. Nervaţiunea este alcătuită dintr-o reţea fină şi deasă, fără însă ca nervura mediană să se remarce, mai ales pe ultima sa porţiune.

Specia descrisă este răspîndită în formaţiuni ale carboniferului mediu (partea de sus) şi ale carboniferului superior (partea de jos) din Anglia, Franţa, Belgia ; în Bazinul Donețului este cunoscută din C_2^5, C_2^6, C_2^7.

Fig. 8. — *Neuropteris gigantea* Sternb. f. *lingua* (Bertr.) Novik.

În flora de la Secul nu a fost cunoscută pînă în prezent. Din autunianul de pe valea Berzaviţa se citează *Neuropteris linguaefolia* Brgnt. (G. C. Eufrosin, 1957). Credem că această specie, potrivit literaturii paleobotanice mai noi, trebuie înţeleasă ca *N. gigantea* Sternb. f. *lingua* (Bertr.) Novik.

Cordaites principalis (Germ.) Geinitz

Eşantioanele din colecţie (nr. inv. 11 894, 11 885, 12 569) prezintă impresiuni dungate paralel ; la cîteva dintre acestea se disting nervaţiuni

mai pregnante, paralele, între care se găsesc grupuri de 3—4 nervuri, ceva mai puţin evidente. Aceste note particulare permit încadrarea materialului la *C. principalis*.

În ceea ce priveşte răspîndirea paleogeografică şi stratigrafică, se remarcă larga răspîndire a acestei specii în carboniferul Europei, al Asiei

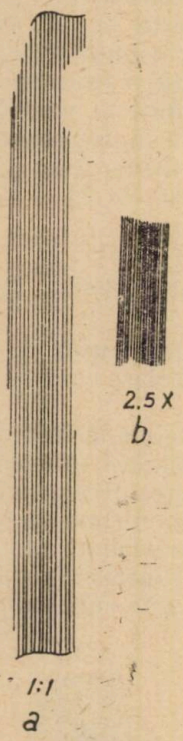


Fig. 9. — *Cordaites principalis* (Germ.) Geinitz.

Mici şi al Americii de Nord; în Europa de vest se cunoaşte din westphalianul superior pînă în rothliegende (W. R. R e m y, 1959), iar în Bazinul Donеţului în stratele C_1^5, C_2^1, C_2^3, C_2^5, C_2^6, C_2^7, C_3^n, C_3^0, C_3^p, P_1 (E. O. N o v i k, 1952).

În Banat, *C. principalis* este cunoscut din carboniferul superior de la Zăgrădia-valea Minişului, din permianul de la Ciudanoviţa şi valea Ielişovei, din autunianul de pe valea Berzaviţei (G. C. E u f r o s i n, 1957; L. R o t h - T e l e g d i, 1893; D. S t u r, 1870). În ultimul timp este descrisă şi din stephanianul de la Cucuiova (I. Al. M a x i m, 1969). Specia în discuţie a fost menţionată şi de H. H u m m l din stephanianul Banatului, fără însă să-i precizeze locul exact (S. A t h a n a s i u, 1923).

CONCLUZII

S-au descris nouă specii, dintre care şase sînt noi pentru paleoflora României: *Sphenophyllum myriophyllum* Crépin, *Pecopteris longifolia* Brgnt., *Odontopteris minor* Brgnt. *f. zeilleri* H. Potonié, *Alethopteris sub-*

davreuxi Sterzel, *A. grandini* Brgnt., *Neuropteris obliqua* (Brgnt.) Zeiller, iar pentru cea de la Secul sînt opt. Adică la cele şase de mai sus se mai adaugă : *Neuropteris gigantea* Sternb. f. *lingua* (Bertr.) Novik şi *Cordaites principalis* (Germ.) Geinitz, cunoscute din alte părţi ale Banatului, dar neamintite pînă astăzi de la Secul. Pentru *Annularia stellata* (Schlotheim) Wood s-au precizat sinonimiile şi poziţia taxonomică.

Din răspîndirea stratigrafică a speciilor prezentate în diferite puncte ale Europei, se poate conchide că depozitele de la Secul, din care au fost culese plantele, aparţin celei mai de jos părţi a stephanianului şi poate chiar a westphalianului C.

SEVERAL UNKNOWN FOSSIL PLANTS IN THE STEPHANIAN FROM SECUL – BANAT

ABSTRACT

The authors describe some species of plants from the Upper Carboniferous deposits from Secul, of which six are new ones for the paleoflora of Romania (*Sphenophyllum myriophyllum* Crépin, *Pecopteris longifolia* Brgnt., *Odontopteris minor* Brgnt., f. *zeilleri* H. Potonié, *Alethopteris subdavreuxi* Sterzel, *A. grandini* Brgnt., *Neuropteris obliqua* (Brgnt. Zeiller).

On the basis of stratigraphical spreading in different points of Europe, the authors come to the conclusion that the deposits of Secul, from where the plants result, belong to the lowest part of the Stephanian, and possibly even to the C Westphalian.

BIBLIOGRAFIE

Athanasiu S. (1923), *Curs de geologie stratigrafică*, Bucureşti.
Bertrand P. (1926), *Conférences de paléobotaniques*, Paris.
Boureau E. (1964), *Traité de paléobotanique*, **III**, Paris.
Corsin P. (1932), *Guide paléontologique dans le terrain houiller du Nord de la France*, Lille.
Eufrosin G. C. (1957), *Prezenţa genului Palaeoniscus în asociaţie cu flora autuniană din valea Berzaviţei, la vest de Reşiţa*, An. Inst. Geol. Rom., **30**.
Givulescu R. (1960), *Die fossile Flora Rumäniens*, Ber. geol. Ges., **5**, *4*.
Gothan W., Weyland H. (1964), *Lehrbuch der Paläobotanik*, Akad. Verlag, Berlin.
Göppert H. (1864), *Die fossile Flora der Permischen Formation*, Paleontographica, **XII**.
Gürich G. (1923), *Leitfossilien*, Berlin.
Hauer F. (1864), *Gebirgsarten und Petrefacten aus Steierdorf*, Jb. k.k. geol. RA., **14**.
Josten K. H. (1962), *Neuropteris semireticulata, eine neue Art als Bindeglied zwischen den Gattungen Neuropteris und Reticulopteris*, Paläont. Z., **36**, *1/2*.
Mateescu, I. (1957), *Studiul petrografic al cărbunilor din bazinele Secul şi Doman*, An. Inst. geol., Rom., **30**.
Maxim I. Al. (1969), *Citeva plante fosile stephanian superioare de la Sviniţa (Banat)*, St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.
Nemejc F. (1963), *Paleobotanika*, Akad. Ved, Praga.
Novik E. O. (1952), *Kamennougolnaia flora evropeiskoi ciasti S.S.S.R.*, Moscova.
Remy W. R. (1959), *Pflanzenfossilien*, Akad. Verlag, Berlin.

Remy W. şi colab. (1963), *Beiträge zur Kenntnis des Stephanian in Saaletrog*, Jb., Staatl., Mus., Mineral., Geol.

Renier A. (1910), *Paléontologie du terrain houiller*, Liège.

Roehl v. (1868), *Fossile Flora der steinkohlen-Formation Westphalens, einschliesslich Piesberg bei Osnabrück*, Palaeontographica, **XVIII**.

Roth-Telegdi L. (1893), *Der Abschnitt des Krasso-Szörénnyer Gebirges längs der Donau. In der Umgebung des Jelisova und Starristye Thales*, Jahrsb., ung. geol. Anst. f. 1892.

Schimper W. (1869), *Traité du paléontologie végétale*, **I**, Paris.

Semaka A. (1961), *Palaeobotanische Untersuchungen in Rumänien*, Palaeontographica B, **109**, *5/6*.

Semaka A. (1962), *Observaţiuni asupra florelor paleomezozoice din Danubianul Banatului*, D.S., Com. geol., **XLVII**.

Semaka A., Givulescu R. (1965), *Flora fossilis Rumana*, Palaeontographica B, **116**, *1/4*.

Stur D. (1870), *Beiträge zur Kenntnis der Dyas und Steinkohlenformation im Banat*, Jb. k.k. geol. RA., **20**.

Teixeira C. (1961), *Plantas fosseis do Permo-Carbonico português*, Lisabona.

Primit la redacţie
la 31 martie 1969

Catedra de geologie-paleontologie
a Universităţii „Babeş-Bolyai", Cluj

PREZENȚA GENULUI *COLVERAIA* KLINGHARDT LA VALEA NEAGRĂ – BOROD (MUNȚII APUSENI DE NORD)

DE

DENISA LUPU

Prima și singura mențiune asupra genului *Colveraia* — cu singura sa specie *variabilis* — aparține lui K l i n g h a r d t, care în 1921 descrie și figurează cîteva specimene asociate cu *Joufia reticulata* Boehm, din zăcămîntul de la Maniago (Friaul).

Apariția excepțională a unui reprezentat al genului *Colveraia* la Borod, reprezintă un argument pentru vîrsta maestrictiană a nivelelor terminale ale formațiunii de Gosau în munții Apuseni de nord (fig. 1) și contribuie la conturarea unei imagini paleogeografice a domeniului respectiv, punînd în evidență legăturile lui spre sud.

Din punct de vedere paleontologic, analiza acestui eșantion constituie o adăugire la datele restrînse existente asupra acestui radiolitid, deosebit de rar și de particular ca structură și organizare.

Familia **R A D I O L I T I D A E** Gray 1848

Genul **C o l v e r a i a** Klinghardt 1921

Colveraia secunda n. sp.

Așa cum reiese din descrierea lui K l i n g h a r d t, elementele anatomice esențiale caracteristice acestui gen sînt, pentru valva superioară, sistemul de canale paleale limitate de lame radiante ramificate, iar pentru valva inferioară, structura în prisme poligonale neregulate a testului și burletele sifonale longitudinale externe.

Eșantionul de la Borod are o creștere oblică, caracter pe care îl constată și K l i n g h a r d t pentru unele exemplare ale speciei *Colveria variabilis*.

St. cerc. geol., geof. geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 295–300, București, 1970

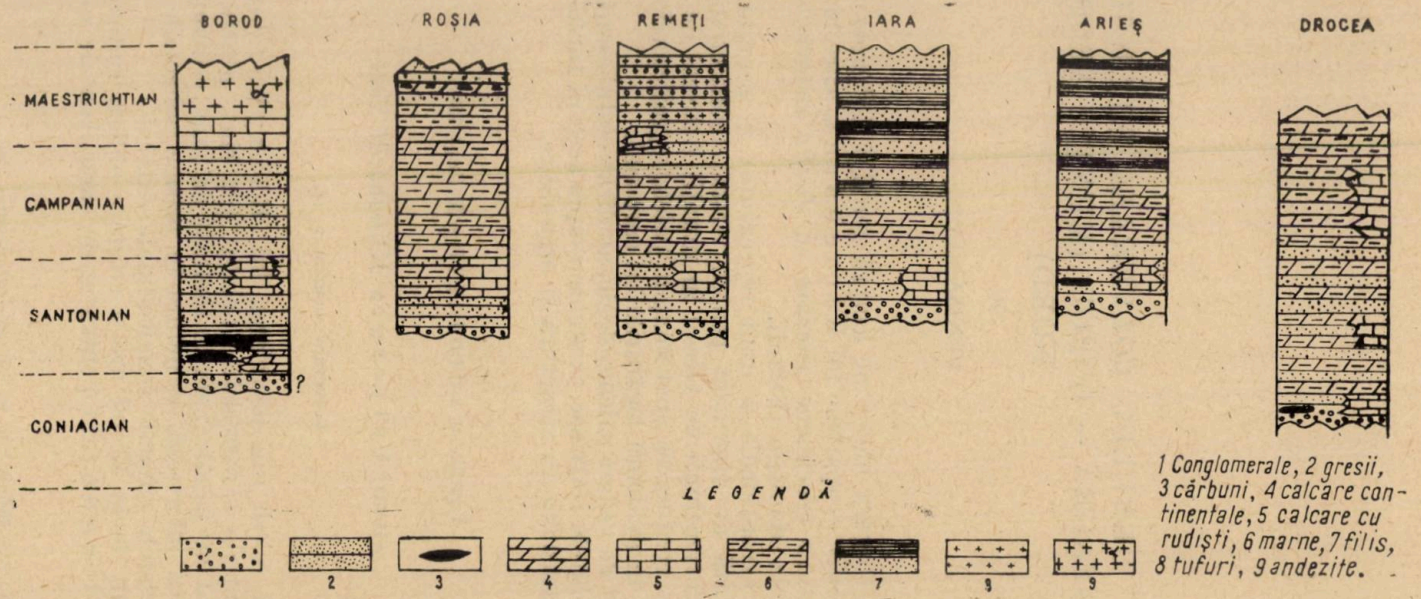


Fig. 1. — Schema de corelare a formațiunii de Gosau în Munții Apuseni.

Valva superioară este ușor convexă, posedînd pe suprafața limbului un sistem de canale în majoritate alungite, dispuse neregulat și limitate de lame radiante, ramificate în general dihotomic. Parțiala diagenizare a cochiliei permite observarea unor detalii clare doar în anumite zone.

Mărginind cavitatea internă, se văd cavități accesorii cu dimensiuni și contururi diferite.

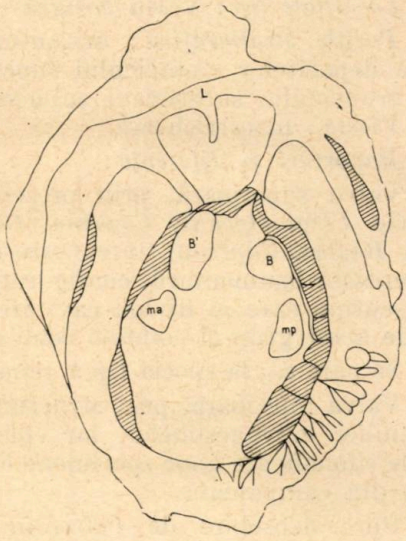


Fig. 2. — Detalii structurale ale valvei superioare la *Colveraia secunda* n.sp.; 1 ×.

Creasta ligamentară apare scurtă și troncată, flancată bilateral de două benzi alungite în sens radiar și care este posibil să constituie elementele auxiliare ale unui complex ligamentar (benzile neelastice descrise de K l i n g h a r d t).

Aparatul miocardinal este distinct conturat (fig. 2).

Valva inferioară este conică, cu o structură prismatică poligonală, fină, neregulată.

Ornamentația este aproape inexistentă, probabil anihilată prin erodare. Într-un singur punct se poate distinge o costație longitudinală fină, întreruptă de striuri de creștere.

Opuse crestei ligamentare, corespunzînd zonelor sifonale, se reliefează longitudinal două tuburi înguste, cărora prin erodare le-a fost distrus peretele extern. Interbanda este relativ largă.

Atît creasta ligamentară în întregime, cît și aparatul miocardinal nu sînt vizibile în secțiune.

Dimensiuni :

— lungimea totală a cochiliei este de aproximativ 8 cm;
— înălțimea valvei superioare 1,8 cm;
— diametrul cavității interne a valvei superioare 3,4 cm;
— diametrul cavității interne a valvei inferioare 4,4 cm;
— lungimea crestei ligamentare a valvei superioare 6 mm;

— lărgimea stratului cu canale al valvei superioare în regiunea crestei ligamentare 1,5 cm;

— lărgimea stratului cu canale a valvei superioare în sectorul opus crestei ligamentare 3 mm.

Holotip : eşantionul nr. 134, în colecţia autorului.
Derivatio nominis : a doua specie a genului.
Localitate tip : Valea Neagră — Borod.

Poziţie stratigrafică : orizontul grezo-calcaros care încheie succesiunea depozitelor cretacicului superior de la Valea Neagră — Borod în baza eruptivului subsecvent subhercinic.
Vîrsta : maestrichtian.

Raporturi şi diferenţe :

Valva superioară, prin prezenţa canalelor paleale (care amintesc genurile *Plagioptychus*, *Caprina*, *Coalcomana*) şi a cavităţilor accesorii (ca la *Baylea*, *Caprina*), întruneşte caractere de caprinid, dar dotarea ei cu o creastă ligamentară, configuraţia aparatului miocardinal, ca şi lipsa unui septum care să dividă cavitatea internă, sînt elemente diferenţiale faţă de acest grup şi comune celui al radiolitidelor.

Se pare că, la specia tip a genului, cavităţile accesorii lipsesc.

Valva inferioară, prin structura reticulată a testului, se încadrează subfamiliei sauvagesiinelor, iar colonetele sifonale prezintă afinităţi cu benzile sifonale ale unor specimene din grupul *Radiolites angeiodes* (*Lapeirouse*) din campanian.

Spre deosebire de *Colveraia variabilis* Klinghardt, noua specie are o creastă ligamentară scurtă şi troncată, iar forma generală a cochiliei este mai alungită.

Descriind specia *Colveraia variabilis* şi afirmînd că uneori ligamentul este foarte redus, Klinghardt nu se referă decît la un vestigiu ligamentar observabil prin lupă, şi care este plasat în prelungirea crestei ligamentare lungi, filiforme, (*Ligamentfurche*) terminată printr-un pilier ligamentar (*Ligamentpfeiler*) rotunjit sau patratic.

Benzile sifonale ale speciei noi sînt mai înguste şi mai distanţate între ele decît la specia tip a genului.

Valve supérieure faiblement convexe, dont le limbe est pourvu d'un système de canaux palléaux, la plupart allongés, irrégulièrement disposés, limités par des lames radiantes ramifiées, généralement bifurquées. Ces détails sont partiellement observables à cause de la diagenèse de la coquille.

Des cavités accessoires, dont les dimensions et le contour diffèrent, délimitent la cavité interne.

L'arête ligamentaire est courte et tronquée, flanquée bilatéralement de deux bandes allongées radialement, que l'on peut considérer comme des éléments auxiliaires d'un complexe ligamentaire.

Valve inférieure conique, à structure en prismes polygonales irréguliers.

L'ornementation est effacée. En un seul point on peut observer des costules, striées par des lignes de croissance.

Fig. 3. — *Colveraia secunda* n.sp., ambele valve; 1,6 ×.

Fig. 4. — *Colveraia secunda* n.sp., secțiune transversală prin valva superioară; 1,70 ×.

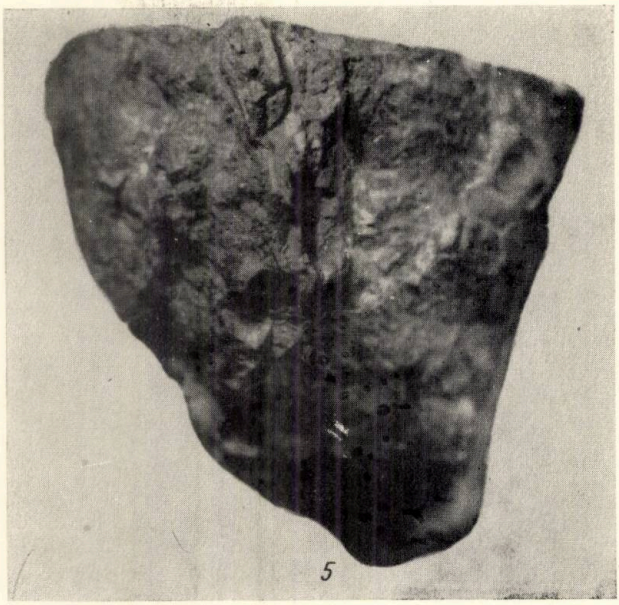


Fig. 5. — *Colveraia secunda* n.sp., valva inferioară cu banda sifonală E ; 1,2 ×.

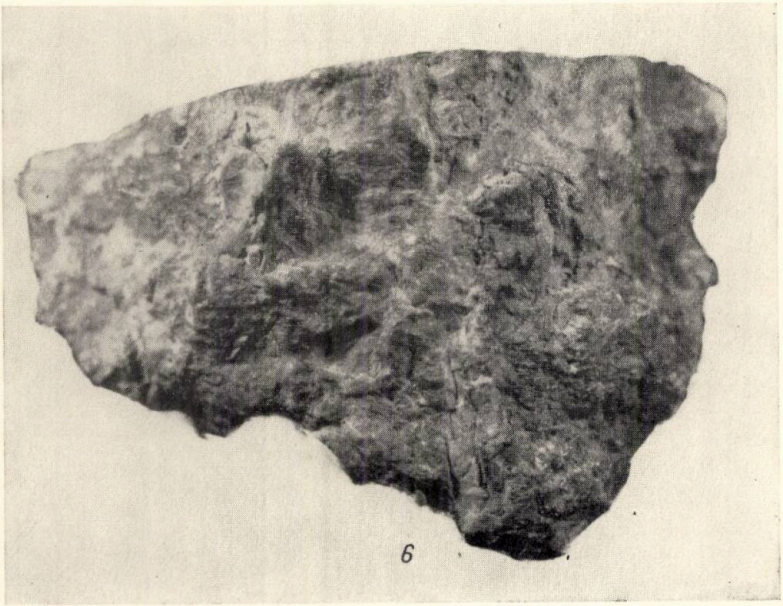


Fig. 6. — *Colveraia secunda* n.sp., valva inferioară cu banda sifonală, S ; 1,2 ×.

Les bandes siphonales, dont la paroi externe est érodée, ont l'aspect de minces gouttières. L'interbande est relativement large.

Dimensions :

Longueur totale de la coquille : 8 cm ;

Hauteur de la valve supérieure : 1,8 cm ;

Diamètre de la cavité interne de la valve supérieure : 3,4 cm ;

Diamètre de la cavité interne de la valve inférieure : 4,4 cm ;

Longueur de l'arête ligamentaire de la valve supérieure : 6 mm ;

Largeur de la couche à canaux de la valve supérieure dans la région cardinale : 1,5 cm ;

Largeur de la couche à canaux de la valve supérieure du côté opposé à l'arête ligamentaire : 3 mm.

Holotype : l'échantillon n° 134 de la collection de l'auteur.

Derivatio nominis : la deuxième espèce du genre.

Localité type : Valea Neagră — Borod.

Position stratigraphique : l'horizon gréso-calcaire qui achève la succession des dépôts crétacés supérieurs de Valea Neagră — Borod, à la base de la formation éruptive subséquente subhercynienne.

Âge : maëstrichtien.

Rapports et différences :

La valve supérieure, par les canaux palléaux (qui rappellent les genres *Plagioptychus*, *Caprina*, *Coalcomana*) et les cavités accessoires (comme chez *Baylea*, *Caprina*), présente les caractères des Caprinidés, mais l'arête ligamentaire, la configuration de l'appareil mio-cardinal, ainsi que l'absence d'un *septum* à travers de la cavité interne constituent des éléments différentiels par rapport à ce groupe, mais communs aux Radiolitidés.

La valve inférieure, par la structure réticulée du test, trouve des analogies parmi les Sauvagésiines, tandis que les colonnettes siphonales externes ont des affinités avec les bandes siphonales de certains spécimens du groupe de *Radiolites angeoides* (Lapeirouse) du campanien.

À la différence de *Colveraia variabilis* Klinghardt, l'exemplaire de Valea Neagră — Borod possède une arête ligamentaire courte et tronquée.

Dans son ouvrage, Klinghardt, en affirmant que souvent le ligament est très réduit, se réfère à un vestige ligamentaire, observable à la loupe, qui est placé en prolongement de l'arête ligamentaire longue et filiforme (Ligamentfurche), terminée par un pilier ligamentaire arrondi ou quadrangulaire (Ligamentpfeiler).

De même, la forme générale de la coquille est plus allongée, et les bandes siphonales plus étroites et plus espacées.

Probablement que chez l'espèce type du genre, les cavités accessoires manquent.

CONCLUZII

Identificarea unui reprezentant al genului *Colveraia* în acest sector vine să confirme încă o dată prezența depozitelor maestrictiene în Munții Apuseni de nord, fapt semnalat anterior prin citarea unui exemplar de

Pseudopolyconites Milovanović, în orizontul calcarenitic din baza formațiunii vulcanogen sedimentare de la Remeți [1].

Implicit, se deduce existența unor căi de legătură între arealul Munților Apuseni de nord și zona Alpilor sudici în timpul maestrictianului.

Din punct de vedere structural-anatomic se constată o complicație extremă, rezultînd din asamblarea de elemente tipice pentru genuri diferite, căreia îi corespunde o frecvență minimă a indivizilor unor specii și în același timp o minimă varietate specifică.

LA PRÉSENCE DU GENRE *COLVERAIA* KLINGHARDT À VALEA NEAGRĂ – BOROD (MONTS APUSENI DE NORD)

RÉSUMÉ

L'auteur décrit une nouvelle espèce du genre — *Colveraia secunda* — dont la présence atteste l'âge maëstrichtien des horizons terminaux de la formation de Gosau de Borod, et témoigne des liaisons paléogéographiques établies entre les Monts Apuseni de Nord et les Alpes Méridionales pendant le maëstrichtien.

La description de la deuxième espèce du genre *Colveraia* ajoute de nouvelles données concernant ce Rudiste tellement particulier.

BIBLIOGRAFIE

Astre G. (1957), *Recherches sur l'organisation et la vie des Radiolitidés*, Mém. Soc. Géol. de France, N. S., Paris, **80**.

Dechasseaux C. (1943), *Les Rudistes*, Le Rev. Sc. 81-e année, fasc. 5, Paris.

Douvillé H. (1908), *Sur la classification des Radiolitidés*, B.S.G.F., Paris, seria 4, **VIII**.

Givulescu R. (1954), *Studiul cretacicului superior din bazinul Borod*, St. cerc. șt., Cluj, fasc. 1–2.

Klinghardt F. (1921), *Die Rudisten Teil 1. Neue Rudistenfauna aus dem Maastrichtien von Maniago (Friaul)*, Berlin.

Kühn O. (1932), *Fossilium Catalogus Pars 54 Rudistae*, Berlin.

Lupu D., Lupu M. (1960), *Beiträge zur Kenntnis der Rudistenfauna im Senon des Apuseni-Gebirges*, Rev. Géol., Géograph., București, **IV**, *2*.

Milovanović B. (1933), *Les problèmes paléobiologiques et biostratigraphiques des Rudistes*, Mém. Serv. Géol. de Yougoslavie, Belgrad, **II**.

Piveteau J. (1952), *Traité de Paléontologie*, **II**, Paris.

Toucas A. (1907–1909), *Études sur la classification et l'évolution des Radiolitidés.*, Mém. S.G.F., Paris, **36**.

Primit la redacție
la 2 octombrie 1968

Institutul geologic
al Comitetului de Stat al Geologiei

[1] Denisa Lupu (1969), *Fauna de rudiști senonieni de la Remeți (Apusenii de nord)*, St. cerc. geol., **14**, *1*.

ASUPRA EOCENULUI ȘI CRETACICULUI DIN FUNDAMENTUL DEPRESIUNII GETICE

DE

I. KALMÀR

Cunoștințele anterioare asupra stratigrafiei acestei regiuni se limitează la datele culese prin cartare de suprafață și la documentația geologică a unor foraje de adîncime pînă la 3 500 m. Astfel, rama nordică a depresiunii este studiată de C. Motaș (1955), Tudor Mira (1955), E. Hristescu (1944) și alții; asupra stratigrafiei și tectonicii structurilor anticlinale din interiorul depresiunii găsim indicații în lucrările lui N. Grigoraș (1961) și I. Gavăț (1963); cele mai recente date furnizate de carotele mecanice extrase în foraje și corelarea diagrafiei electrice sînt sintetizate de I. Kalmàr (1968).

Recent, un foraj de mare adîncime amplasat la Țicleni (jud. Gorj) a deschis întreaga succesiune a depozitelor terțiare și s-a oprit în cretacicul superior (fig. 1).

Studiul probelor de teren, al diagrafiei geofizice și compararea datelor obținute cu situația geologică în regiunile limitrofe au permis trasarea următoarelor limite:

pliocen sup. / ponțian	= 480 m
ponțian / meoțian	= 894 m
meoțian / sarmațian	= 1 284 m
sarmațian / tortonian	= 1 433 m
tortonian / helvețian	= 1 468 m
helvețian / burdigalian	= 2 748 m
burdigalian / „aquitanian"	= 2 937 m
„aquitanian" / oligocen	= 3 208 m
oligocen / eocen	= 3 420 m
eocen / cretacic	= 5 380 m
Adîncime finală	= 6 010 m

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 301–306 București, 1970

Pliocenul superior este reprezentat prin pietrişuri, nisipuri şi argile plastice cu strate de lignit, aşa cum este cunoscut în întreaga parte mediană a Depresiunii Getice.

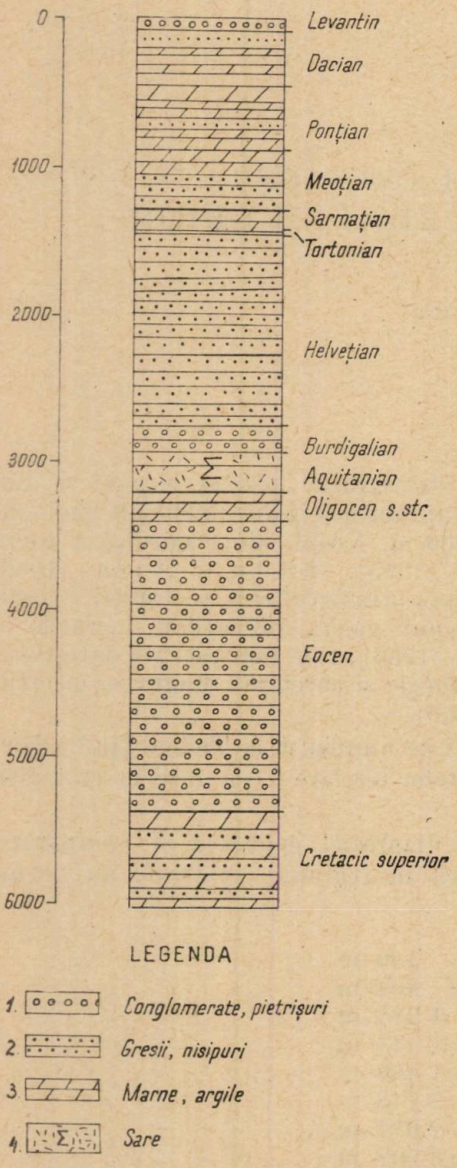


Fig. 1.—Coloană litologică prin formaţiunile terţiare şi cretacice de la Ţicleni.

Ponţianul, în bună parte marnos, cuprinde cîteva strate de nisip în partea mediană.

Meoţianul este marno-nisipos în partea superioară şi nisipos în partea sa inferioară : un strat de gresie dură limonitică a fost traversat la 1 118 m.

Sarmaţianul este prezent doar prin partea sa superioară, prin cîteva strate de nisip intercalate în marne bituminoase cu filme calcaroase.

Tortonianul. Includem în acest etaj nisipurile şi marnele tufacee descrise în alte locuri sub denumirea de „helveţian de tranziţie" şi care conţin microfaună tortoniană.

Helveţianul era cunoscut anterior numai pe circa 800 m, în această parte a anticlinalului; în sondă este străbătut în totalitatea lui, pe 1 280 m.

Este constituit dintr-o alternanţă de nisipuri şi marne cenuşii şi ciocolatii, în care, în partea inferioară, din ce în ce mai frecvent apar gresii grosiere.

Gresiile sînt polimictice; granulele, de dimensiuni de pînă la 2 mm, au contur angular şi sînt constituite din cuarţ cu extincţie ondulatorie, feldspaţi cu aspect tulbure din cauza caolinizării avansate, paiete de muscovit şi subordonate fragmente litice: calcare, cuarţite, cuarţite cu sericit. Glauconitul apare destul de frecvent; de asemenea şi micile concreţiuni de pirită.

Analiza sporopolinică [1] a unei probe constituite din marne nisipoase, din partea bazală a complexului, indică prezenţa unor forme de graminee, *Pinus* sp., *Podocarpus tipalata* R. Br., pinacee, juglandacee, *Piceites*, leiosferide, dinoflagelate (tip *Deflandrea*) etc.

Burdigalianul a fost cunoscut anterior doar în cîteva sonde din Bîlteni, fără a se aduce însă argumente microfaunistice în sprijinul acestei vîrste. În sondă, limita tortonian / helveţian s-a trasat uşor pe diagramele electrice. Analiza micropaleontologică a intercalaţiilor marnoase a indicat prezenţa a numeroase forme proprii miocenului inferior: *Globigerina triloba* Reuss, *G. bulloides* d'Orb., *G. biloba* d'Orb., *Globotruncana linnéana* d'Orb., *Globorotalia sciatula* H. B. Brady, *G. crassula* Cushmann + Stewart, *G. crassata* Cushmann, *Gümbellina globulosa* Ehrenberg, *Orbulina universa* d'Orb., *Nodosaria* sp., *Pseudotextularia varidus* Rzenak, *Asterigerina carinata* d'Orb., *Eponides nanuus* Reuss, *Eponides umbonatus* Reuss, *Cibicides pseudoungerianus* Cushmann, *C. refulgens* Montfort, *Robulus macrodiscus* Reuss, *Bolivina* sp., *Ventilabrella eggeri* Cushmann, *Lagena hispida* Reuss, *Gyroidina soldani* d'Orb., *Heterohelix striata* Ehrenberg, *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Cenosphaera versparia* Haeckel, spiculi de spongieri, ostracode etc.

Din punct de vedere litologic, burdigalianul este caracterizat prin prezenţa constantă a unor bancuri importante (pînă la 50 m) de conglomerate poligene de culoare roşie-cărămizie sau cenuşie, constituite din elemente rulate de cuarţ alb, cuarţite cenuşii, cuarţite sericitoase, granite biotitice, gresii cuarţitice cenuşii-gălbui şi violacee, jaspuri, calcare albe şi roze într-o masă cenuşie sau roşcată marno-grezoasă, uneori destul de compactă.

„*Aquitanianul*". S-a atribuit acestui etaj complexul constituit din sare gemă cu intercalaţii de marne negricioase sfărîmicioase sărate, strate de anhidrit şi gips, gresii anhidritice.

Încadrarea în etajul „aquitanian" s-a făcut pe considerentul paralelizării cu alte structuri din cadrul Depresiunii Getice şi din Muntenia.

[1] Laboratorul I.P.G. — Bucureşti, analizat de A. Busuioc.

Oligocenul (sens strict) este prezent în faciesul stratelor de Pucioasa : marne cenușii foioase bituminoase cu pelicule de nisip micaceu și intercalații de gresii dure, silicioase, în strate centimetrice.

Grosimea redusă a formațiunii și absența microfaunei în cele cîteva probe extrase nu ne permite să precizăm care parte a oligocenului este prezentă ; i-am atribuit vîrsta oligocenă prin analogie litologică cu terenuri asemănătoare din cadrul Depresiunii Getice (Bîlteni, Tg.-Jiu etc.) și din Muntenia de vest.

Eocenul a fost străbătut pe aproape 2 000 m și este constituit în întregime din conglomerate grosiere poligene în bancuri de 10—50 m, cu intercalații metrice de gresii marnoase sau argile. Matricea conglomeratelor este grezo-marnoasă, uneori grezo-calcaroasă, dînd rocii o duritate pronunțată.

În cadrul elementelor de conglomerat bine rulate, deosebim roci cristaline, eruptive și sedimentare.

Cuarțitele, cuarțitele cloritoase, cuarțitele sericitoase și grafitoase, precum și filitele sînt asemănătoare pînă la identitate cu rocile din autohtonul Carpaților Meridionali, în special cu cele din seria Lainici-Păiuș.

Ca roci eruptive, pe lîngă sporadice elemente de granite, apar roci porfirice de culoare roșie (permiene) și ofiolite, diabaze și diabaz-porfirite.

O mare varietate o prezintă rocile sedimentare. Sînt prezente gresii cărbunoase slab metamorfozate (sernifite), șisturi argiloase și grauwacke, gresii violacee, calcare roșii și albe, calcare cu foraminifere, gresii calcaroase și marno-calcare cu vinișoare de calcit și resturi de calpionele, jaspuri și alte roci. Recunoaștem așadar rocile caracteristice pentru formațiunea de Schela, permianul în facies de Verruncano, jurasic și cretacic inferior.

Cretacicul este reprezentat printr-o alternanță de marne, marno-calcare și gresii fine cenușii-gălbui, în plăci, cu stratificație ritmică și cu fețele de strat ușor vălurite ; în cîteva carote apar chiar adevărate hieroglife. Vîrsta cretacic superioară (senoniană?) este atestată de asociația microfaunistică reprezentată prin formele : *Robulus macrodiscus* Reuss, *Globotruncana linnéana* d'Orb., *Globotruncana concavata* Brots, *Globotruncana lapparenti* Boll, *Globotruncana arca* d'Orb., *Globigerina triloba* Reuss, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella aspra* Ehrenberg, *Globorotalia* sp., *Praeglobotruncana ordinaria* Sub., *Glomospira charoides* Jouls et Parker, *Rotalipora cushmani* Harrow, *Bathysiphon* sp., *Lenticulina macrodisca* Reuss, *Stensionia excuplata* Reuss, *Ventilabrella eggeri* Cush., *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Ramulina globulifera* Brady, *Eponides umbonatus* Reuss, *Pullenia bulloides* d'Orb., *Lagena hispida* Reuss, *Gyroidina grandana* Reuss, spiculi de spongieri.

Analiza sporopolinică a unei probe din partea superioară a intervalului pune în evidență prezența formelor *Picoites paleocanicus* Pf., *Trisporopollenites robustus* Pf., *Corrugatisporites boratus* Weyland et Greyfeld, *C. solidus* R. Pot. ssp. *multivallatus* Pf., pinacee, *Cingulatisporites faveolatus* Couper, *Thythoidiscus* sp., *Lygadiumsporites tricornitatus* Weyland et Greyfeld, *Appendicisporites* sp., *Triatriopollenites rarensis* Pf. et Th., *Sporopillis* sp., *Gleichenidites senonicus* Ross, *Hystricosphaeridium trifurcatum* Defl., *Oculopolis* sp. etc.

Asociaţia de mai sus este caracteristică pentru zona de trecere de la danian la paleocen.

Analiza microscopică a gresiilor calcaroase cretacice pune în evidenţă structura lor detritică polimictică cu granule subangulare de maximum 1 mm de cuarţ (80%), feldspat uşor tulbure (max. 10%), paiete de muscovit şi particule litice (cuarţit, cuarţit micaceu, şist clorito-sericitos), cimentul fiind argilos-calcaros, uneori bazal, alteori de atingere. Sînt prezente aglomerările de glauconit şi granulele disparate de pirită.

Paleogenul, transgresiv, remaniază aproape toate rocile cunoscute în Carpaţii Meridionali, în curs de ridicare în acea vreme. Asemănarea cu conglomeratele de Săcel este evidentă. Oligocenul şi „aquitanianul", evident regresiv, este urmat de depunerea molasei neogene cu scurte episoade marine. Umplerea completă a bazinului se realizează de-abia la finele pliocenului, prin depozite grosiere cu caracter de piemont.

Asemănarea cu depozitele de aceeaşi vîrstă de pe bordură este remarcabilă; deosebirea constă în prezenţa termenilor regresivi care lipsesc pe rama muntoasă şi creşterea remarcabilă a grosimii stratelor.

ÜBER EOZÄN-UND KREIDEFORMATIONEN DES FUNDAMENTS DER GETISCHEN SENKE

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Abhandlung werden die auf Grund einer Tiefbohrung erhaltenen Ergebnisse dargestellt. Die Bohrung, die bei Ţicleni (Kreis Gorj) durchgeführt wurde, brachte Tertiär-und Kreideformationen (obere Kreide) ans Licht.

Die Gesteinsschichten des Pliozäns, Sarmats, Tortons und des oberen Helvets weisen dieselben Kennzeichen auf wie die Schichten im zentralen Teil der Getischen Senke.

Das aus Sand und grobkörnigem Sandstein bestehende Unterhelvet, liegt auf polygenen Konglomeraten, in denen sich eine für das Burdigal kennzeichnende Mikrofauna befindet. Unter den Konglomeraten wurden Salzformationem aus dem Aquitan angetroffen. Das Oligozän wird durch die Gesteinsschichten der „Pucioasa"-Fazies vertreten. Ein besonderes Interesse verdient das Eozän, dessen Mächtigkeit fast 2000 m beträgt. Die Eozänformation setzt sich aus polygenen Konglomeraten zusammen, deren Elemente aus kristallinen Schiefern (die den Autochthon der getischen Überfaltungsdecke angehören) aus Ablagerungen des Perm, der Jura und der Kreide, sowie aus ophiolithischen Eruptivgesteinen bestehen.

Die obere Kreide, deren Vorhandensein auf mikropaläontologischer Grundlage bestimmt wurde, ist durch Mergel, Mergelkalkstein und feinkörnigen Sandstein vertreten.

Die Reihenfolge der durch die Bohrung an den Tag gebrachten Gesteinsformationem ist der der gleichaltrigen Formationen aus dem nördlichen Teil der Getischen Senke sehr ähnlich.

20 c. — 4238

BIBLIOGRAFIE

HRISTESCU E. (1944), *Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gétique*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXVII**.

GAVĂŢ I. (1963), *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

GRIGORAŞ N. (1961), *Geologia zăcămintelor de petrol din R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti.

KALMÀR I. (1968), *Contribuţiuni la cunoaşterea stratigrafiei Depresiunii Getice*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **I**.

MOTAŞ I. C. (1955), *Cercetări geologice în regiunea Bengeşti — Pîficu — Zorleşti — Negoeşti (Depresiunea Getică)*, D.S., Com. geol., **XXXIX**.

TUDOR MIRA (1955), *Stratigrafia şi fauna depozitelor tortoniene şi sarmaţiene între Jiu şi Olteţ*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Primit la redacţie
la 2 aprilie 1969

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

ALAN SPRY, *Metamorphic Textures*, ed. 1, The Commonwealth and International Library of Science Technology Engeneering and Liberal Studies, Pergamon Press Ltd. Headington Hill Hall, Oxford, 1969, 350 p., 65 fig., 10 tabele în text, 31 pl. fotografice

Concepută în primul rînd în scopul de a defini și ilustra structurile metamorfice într-o lucrare adresată studenților, *Metamorphic Textures* se situează la nivelul cercetărilor din domeniul atît de vast al metamorfismului, în discutarea proceselor fundamentale implicate în formarea acestor structuri.

Ultimele două decade au definit procesele metamorfice în termenii cei mai largi ai schimbărilor mineralogice și chimice, preocuparea primordială fiind determinarea condițiilor fizice (pe calea sintezelor experimentale) în care diversele asociații de minerale sînt stabile. Semnificația structurilor metamorfice, „documentul" geologic ce reflectă condițiile de formare a rocilor metamorfice, a fost trecută cu vederea, astfel că apariția lucrării lui A l a n S p r y de la Universitatea Monash din Melbourne răspunde unei cerințe tot mai acute în ultimii ani.

Metamorphic Textures cuprinde 11 capitole și o listă bibliografică destul de bogată, ce încearcă pe lîngă referirile la definițiile originale ale diverșilor termeni specifici, să cuprindă și trimiteri la numeroase exemple semnificative descrise în literatura geologică, ca și numeroase lucrări importante din probleme adiacente. Lucrarea este completată cu un foarte util index de autori și cu un index de subiecte.

Capitolul I — „Metamorfism și procese metamorfice" — este conceput ca o introducere în studiul fenomenelor și al structurilor metamorfice, cuprinzînd definirea procesului și a diverselor tipuri de metamorfism, parametrii variabili și limitele metamorfismului, tipurile de structuri și importanța lor genetică.

După o discuție asupra stării solide, ce reprezintă arena de evoluție a tuturor fenomenelor implicate în procesul de metamorfism (cap. II), autorul trece la o descriere amănunțită și bogat ilustrată a formei, dimensiunilor și relațiilor dintre granulele minerale componente ale rocilor metamorfice. Importanța acestor parametri în descifrarea istoriei proceselor de metamorfism este susținută cu demonstrații matematice și termodinamice și ilustrată cu excelente microfotografii și electrono-microfotografii, ca și cu numeroase schițe ce exemplifică sugestiv comportarea rețelelor minerale în evoluția proceselor de metamorfism.

O pondere mare în lucrare o are capitolul al V-lea, ce se ocupă cu descrierea transformărilor minerale în diferitele tipuri de procese metamorfice. Transformările cauzate de acțiunea presiunii (translații, deformări, maclări), ca și cele combinate cu o activare termică, fac obiectul unor descrieri amănunțite la nivelul datelor cristalografice. De o atenție deosebită se bucură fenomenele de maclare, de asemenea sugestiv ilustrate și corelate cu diverși parametri ce intervin în procesul de metamorfism.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 1, p. 307—313, București, 1970

Ajustarea echilibrului reticular la noile condiţii fizice este exprimată prin cristalizare şi recristalizare, procese dependente de timp şi deosebit de importante în studiul structurilor metamorfice. Discutarea lor pe serioase baze termodinamice aduce o deosebită contribuţie la descifrarea istoriei proceselor metamorfice.

Capitolele VII—XI sînt consacrate descrierii structurilor diverselor tipuri de metamorfism. Astfel: capitolul al VII-lea revine structurilor ce apar în urma metamorfismului termic al sedimentelor şi rocilor eruptive; capitolul al VIII-lea discută mecanismul realizării orientărilor preferenţiale şi efectul incluziunilor în orientările preferenţiale; structurile rocilor metamorfozate dinamic sau în urma metamorfismului de şoc sînt descrise în cadrul capitolului al IX-lea şi bogat exemplificate cu desene sugestive, în general originale, şi cu ireproşabile microfotografii; în cuprinsul capitolului al X-lea, pe lîngă descrierea structurilor metamorfismului regional, se dă o clasificare structurală a acestor roci în funcţie de gradul de metamorfism, de roca originală şi de natura structurii dominante.

Deşi greu de distins faţă de metamorfismul regional de treaptă înaltă, metamorfismul plutonic este discutat separat, în încheierea capitolului, cu caracterele sale mineralogice şi de ocurenţă specifică.

Ultimul capitol este dedicat metamorfismului repetat, sau polimetamorfismului, metamorfismului retrograd şi posibilităţilor de descifrare a diverselor episoade de metamorfism suferite de roci pe baza studiului structurilor.

Prin modul de concepere şi tratare a problemelor ce frămîntă pe cercetătorii domeniului metamorfic, *Metamorphic Textures* încununează cu succes eforturile din ultimii ani de a realiza o evaluare comprehensivă a proceselor ce generează diversele structuri metamorfice.

O. Anton

K. H. WEDEPOHL, C. W. CORRENS, D. M. SHAW, K. K. TUREKIAN, J. ZEMANN, *Handbook of Geochemistry*, ed. 1, Springer Verlag, Berlin—Heidelberg — New York, 1969, vol. I: 442 p., 60 fig. şi 91 tabele; vol. II/1: 178 fig., 271 tabele

Prin apariţia primelor două volume ale *Manualului de geochimie*, literatura geologică se îmbogăţeşte cu o lucrare de excepţională valoare ştiinţifică, foarte utilă, prin conţinut şi spiritul modern de tratare, tuturor acelora care au în preocupări studii de geochimie.

Ideea extragerii celor mai importante şi recente date de geochimie din literatura de specialitate, lărgită exponenţial în ultimii ani, în vederea punerii lor la îndemîna cercetătorului geochimist individual într-o formă cît mai accesibilă, s-a născut în anul 1960. Încă de atunci se întrevedea imposibilitatea realizării unui asemenea tratat doar de către unul sau doi autori, într-un interval de timp rezonabil, avînd în vedere stringenta necesitate a apariţiei unei astfel de lucrări. Colectivul de autori al acestei cărţi a apreciat că volumul de muncă necesar întocmirii *Manualului de geochimie* poate fi acoperit prin împărţirea sa la 70 de specialişti în domeniul geochimiei. Pentru a se asigura o cît mai optimă uniformitate a lucrării, capitolele ce aparţin diferiţilor autori sînt incluse într-o schemă dinainte figurată, cu toate că astfel se reduce oarecum individualitatea fiecărui capitol şi autor în parte.

Volumul I conţine date fundamentale ale geochimiei, geofizicii şi cosmochimiei, împreună cu definiţii, dimensiuni, metode de evaluare etc.

El este compus din 12 capitole, aparţinînd fiecare unui alt autor şi avînd fiecare propria sa bibliografie.

Capitolul 1, al profesorului C. W. Correns (Univ. din Göttingen), își propune prezentarea unui scurt istoric și a unor definiții de bază din geochimie. Se remarcă existența a trei mari perioade în dezvoltarea geochimiei cuprinse între anul 1766, anul descoperirii de către Cavendish a hidrogenului, și pînă în prezent. Este prezentat, printre altele, un tabel cu data și numele celor ce au descoperit elementele cu numărul de ordine de la 1 la 103.

În capitolul al 2-lea, profesorul J. Zemann (Univ. din Viena) își afirmă încă de la început intenția de a trata probleme mai dificile și mai neglijate privind „Cristalochimia", a cărei importanță pentru înțelegerea chimiei scoarței pămîntului a fost în mod clar recunoscută abia în a 3-a decadă a secolului nostru, de Goldschmidt și alții. Sînt tratate în cuprinsul capitolului, printre altele, probleme ca : rețeaua geometrică a structurilor cristaline, unele probleme de geometrie a structurilor cristaline nerelatate simetriei grupului spațial, tratarea teoretică a cristalelor ionice, polimorfism, cristalochimia cristalelor reale, difuziunea și reacții în stare solidă.

Paragrafele celui de-al 3-lea capitol, ce poartă semnătura prof. K. B. Krauskopf (Univ. din Stanford — California), prezintă un scurt rezumat al celor mai importante concepții și ecuații ale termodinamicii, ce și-au găsit o excelentă aplicare în geochimie, printre care cităm : legile termodinamicii, entalpie, entropie și capacitate de căldură, potențiale de electrod, soluțiile, legea fazei. Problemele teoretice sînt însoțite de figuri exemplificative și de tabele cu proprietăți termochimice pentru materiale de interes geologic, grupate în referirile din lista anexată.

Capitolul al 4-lea, aparținînd prof. K. Keil (Univ. din New Mexico), este intitulat „Compoziția meteoriților" și abordează în principal chestiuni de clasificare și compoziție a meteoriților, autorul recomandînd, în scopul elucidării altor importante aspecte ale problemei, o serie de articole recente, ca cele ale lui Wood (1963) sau Ringwood (1966). Părțile componente ale capitolului sînt : clasificarea meteoriților, compoziția chimică a meteoriților, compoziția mineralogică a meteoriților, fiecare paragraf fiind însoțit de figuri și tabele sugestive pentru chestiunile tratate.

În articolul său, ce constituie capitolul al 5-lea al manualului, capitol intitulat „Abundențele cosmice", prof. G. G. Goles (Univ. din Oregon) expune date foarte interesante privind compoziția obiectelor extraterestre și rolul lor în definirea curbei de „abundență cosmică". Este prezentat și un tabel privind variatele „abundențe cosmice" ; dintre subtitlurile articolului cităm : abundențe cosmice, compoziția totală a pămîntului etc. ; în tabelele ce însoțesc explicațiile sînt prezentate comparații între abundențele solare, meteorice și „cosmice" în c.a.u. (unități de abundență cosmică), care reprezintă de fapt atomi corespunzînd la 10^6 atomi de siliciu.

Prof. N. Schmucker (Univ. din Göttingen) prezintă în capitolul al 6-lea al tratatului aspecte geofizice ale structurii și compoziției pămîntului.

Printre secțiunile componente ale articolului menționăm : concluzii oferite de cutremurele de pămînt și maree, despre densitate, elasticitate și viscozitate, gravitatea și forma pămîntului, geomagnetism etc.

În capitolele 7 și 8, prof. K. H. Wedepohl (Univ. din Göttingen) prezintă unele aspecte mai interesante privind compoziția și abundența rocilor eruptive și, respectiv, sedimentare comune.

Autorul menționează că articolele sale nu introduc numiri noi sau noi aspecte ale nomenclaturii petrografice, ci ele vor acționa doar ca puncte de referință în ceea ce privește numirile de roci pentru autorii și cititorii părții a II-a a manualului.

De altfel, termenii de roci pentru interpretarea geologică a diferitelor fenomene au fost restrînşi la tipurile de abundenţă majoră.

Iată cîteva dintre subtitlurile capitolelor: nomenclatura rocilor şi curente actuale în petrologia eruptivă, abundenţa rocilor intrusive comune, abundenţa rocilor vulcanice comune etc., precum şi nomenclatura rocilor sedimentare, compoziţia medie a rocilor sedimentare comune, nomenclatura rocilor şi tendinţe actuale în petrologia rocilor sedimentare etc.

În aceeaşi manieră, prof. K. R. Mehnert (Univ. din Berlin) se ocupă în capitolul al 9-lea al manualului de geochimie de compoziţia şi abundenţa tipurilor comune de roci metamorfice. Autorul menţionează că investigaţia geochimică a rocilor metamorfice este în general devansată de aceea a rocilor magmatice sau sedimentare, şi aceasta datorită originii lor relativ complexe, numărul de parametri genetici independenţi fiind mult mai mare faţă de rocile eruptive sau sedimentare, unde predomină direcţii generale de formare. Sînt discutaţi termenii de „genotip" şi „phenotip" sau termeni generali şi speciali privind rocile metamorfice.

Capitolul al 10-lea este intitulat „Oceanele, curenţii şi atmosfera" şi aparţine prof. K. K. Turekian (Univ. din Yale); în afara prezentării proprietăţilor chimice ale oceanelor, curenţilor şi atmosferei, sînt incluse estimările de proprietăţi fizice ale sistemelor, cum ar fi: dimensiunile bazinelor oceanice şi cantitatea de apă transportată pe unitatea de timp de către curenţi (în general cea anuală). Spicuim dintre problemele tratate pe larg: salinitatea şi temperatura apei oceanelor, tipurile de apă şi amestecul oceanic, compoziţia apei de mare, curenţii şi cantitatea de sedimente transportată, atmosfera, compoziţia atmosferei etc.

În capitolul al 11-lea, prof. D. M. Shaw (Univ. Hamilton-Ontario) tratează în spiritul cel mai modern noi aspecte privind evaluarea datelor (geochimice).

Prima secţiune a articolului său priveşte erorile analtice şi subiecte raportate lor în geochimie; se discută erorile statistice, sistematice şi sensibilitatea ca factor producător de erori. O a doua secţiune tratează metodele statistice utilizate în geochimie. Secţiunea a treia cuprinde interpretarea analizei chimice pentru silicaţi, fiind tratate, printre altele, chestiuni ca: calcularea raportului atomic, semnificaţia oxigenului, interpretarea analizei unui silicat complex, calcularea normei rocilor metamorfice (Barth recomandă termenul de catanormă) şi a celor plutonice (mezonormă). De altfel, termenul de mezonormă este aplicat şi celor mai multe dintre rocile granitice.

Ultimul capitol al volumului I, întocmit de prof. A. Heydemann (Univ. din Göttingen), este în întregime constituit din tabele ce privesc chestiuni din cele mai diferite cîmpuri de cercetare geochimică. Spicuim dintre acestea: constanţe fizice, sistemul periodic, greutăţi atomice relative, valori de electronegativitate, compoziţia teoretică a unor minerale metalice în procente de greutate, constanţe astronomice, dimensiunile solare etc.

La sfîrşitul volumului I sînt prezentate indexul pentru autori şi indexul pentru diferitele subiecte tratate, ambele foarte utile în consultarea unei lucrări de amploarea *Manualului de geochimie*.

Volumul al II-lea al acestui tratat va fi publicat în cîteva părţi, deoarece ordinea finală a capitolelor (respectiv a elementelor) şi a secţiunilor lor componente va putea fi completă abia după primirea ultimului capitol separat.

Editorii au adoptat sistemul inserţiei de fascicule separate, reprezentînd fiecare caracterizarea şi tratarea în spirit modern, variat, a problemelor privind unul dintre elementele chimice (excepţii fac gazele nobile, grupul lantanidelor şi grupul platinei, fiecare din aceste grupuri fiind descris într-un capitol separat).

Astfel, după toate probabilităţile, volumul al II-lea va fi publicat în patru serii şi va cuprinde un total de aproximativ 2 000 de pagini. O asemenea metodă are avantajul înlocuirii subsecvente a unor pagini în cazul unei necesităţi speciale de revizuire.

Capitolele sînt numerotate cu numerele atomice ale elementelor pe care le tratează și fiecare dintre ele cuprinde un număr fix de secțiuni, printre care : A — cristalochimia acelui element ; B — izotopii în natură ; C — abundența în cosmos, meteoriți și tectite ; D — abundența în mineralele ce formează roci (echilibru eterogen) și minerale ; E — abundența în tipurile comune de roci eruptive etc.

Fiecare secțiune a capitolelor este numerotată ca o unitate independentă. De exemplu, pagina a doua a secțiunii de cristalochimie a cuprului va fi 29-A-2.

În același mod, tabelele și diagonalele sînt numerotate în continuare în interiorul secțiunilor. De regulă, fiecare capitol, cu excepția secțiunii A (cristalochimia) și uneori a secțiunii B (izotopii naturali), a fost pregătit de un singur autor.

Părțile componente ale secțiunilor sînt desemnate prin cifre romane, iar diviziunile lor prin litere mici. Pentru a da lucrării o circulație internațională, rezultatele sînt prezentate pe cît posibil în formă grafică și tabele.

Fiecare capitol posedă indicații bibliografice proprii, de multe ori secțiunea A are propria sa bibliografie și, în anumite cazuri, situația este identică pentru secțiunea B. În volumul al II-lea, partea I, singura editată pînă în prezent, sînt analizate, în succesiunea faptică deja descrisă, un număr de 17 elemente, și anume (în paranteză numărul atomic) : beriliu (4), bor (5), carbon (6), oxigen (8), vanadiu (23), fier (26), zinc (30), arsen (33), argint (47), staniu (50), stibiu (51), rheniu (75), grupa platinei (44 — rutheniu, 45 — rhodiu, 46 — palladiu, 76 — osmiu ; 77 — iridiu, 78 — platină), mercur (80), bismut (83), thoriu (90), uraniu (92).

Structura, stilul de tratare a diverselor probleme, tabelele, figurile și schemele ce însoțesc, textul *justifică pe deplin titulatura cărții de Manual de geochimie.*

Prin prezentarea celor mai recente date din diferite ramuri ale geochimiei, cartea va constitui fără îndoială un îndreptar în activitatea tuturor cercetătorilor geochimiști.

Dan Gheorghițescu

WILLIAM LEE STOKES, *Essential of Earth History, an Introduction to Historical Geology*, ed. a II-a, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1966

Datele în legătură cu istoria Pămîntului se acumulează într-un ritm rapid, ceea ce impune o revizuire continuă a sintezelor privitoare la acest important capitol al științelor geologice. Mărturisirea lui W. L. S t o k e s că, la cea de-a doua editare a lucrării sale ea a fost rescrisă, după numai 6 ani de la prima apariție, în proporție de 45% este edificatoare.

Lucrarea, prezentată în condiții grafice excelente (conținînd un bogat material grafic, peste 370 de figuri în 460 de pagini), este alcătuită din 20 de capitole, fiecare capitol terminîndu-se cu un rezumat și cu o listă bibliografică complementară.

Introducerea în geologia istorică se adresează, în primul rînd, studenților în geologie și apoi geologilor, constituind un prețios îndrumător.

După prezentarea metodelor și a materialelor folosite de geologia istorică, autorul se ocupă de timp și măsurarea lui, de noțiunea de vîrstă în geologie — vîrsta absolută și relativă ; sînt enunțate și descrise metodele moderne de determinare a vîrstei absolute : metoda uraniu-thoriu, potasiu-argon, rubidiu-stronțiu, carbon 14, tritiu.

Capitolul al III-lea tratează despre concepțiile catastrofiste și uniformitariste, apreciindu-se că punctul de vedere modern s-ar situa undeva la mijloc. Autorul admite că în ultimele

2 miliarde de ani nu sînt dovezi că viaţa ar fi fost serios întreruptă de vreo catastrofă, lucru ce nu poate fi susţinut şi în legătură cu evenimente mai vechi, cum ar fi formarea sistemului solar sau a Pămîntului.

Subiectul capitolului al IV-lea îl constitue rocile stratificate şi principiul superpoziţiei, principiu de importanţă majoră în reconstituirea istoriei Pămîntului.

Capitolul al V-lea tratează despre fosile şi succesiunea vieţii pe Pămînt. Fosilele, procesul de fosilizare, studiul fosilelor, succesiunile de asociaţii faunistice în decursul timpului sînt cîteva din titlurile subcapitolelor materialelor prezentate aici.

Corelarea, stabilirea gradului de echivalenţă a unităţilor de roci, bazele stabilirii corelării rocilor şi importanţa acesteia constituie subiectul celui de-al VI-lea capitol.

Capitolul al VII-lea tratează despre formaţiunile geologice, unităţile timp-rocă, scara geologică a timpului, clasificarea biologică.

Capitolul se încheie cu definiţia speciei.

Naşterea stelelor şi a sistemului solar constituie subiectul celui de-al VIII-lea capitol. Aici se tratează despre Pămînt ca element component al sistemului solar, despre satelitul natural al Pămîntului şi formarea lui, despre meteoriţi.

În capitolul al IX-lea, intitulat „Pămîntul capătă formă", autorul se ocupă de structura Pămîntului, de originea şi formarea continentelor şi oceanelor. Distribuţia actuală a continentelor este explicată prin teoria derivei continentale, considerată de autor ca cea mai populară.

Capitolul al X-lea tratează despre formarea primelor roci sedimentare. Datate pe baze radiometrice, aceste prime roci au indicat o vechime de 3—3,5 miliarde de ani. Tot în acest capitol se descriu şi primele resturi organice care au fost întîlnite în roci, cu o vechime de 2—2,5 miliarde de ani.

Capitolele XI—XIV tratează mai pe larg despre formarea şi evoluţia ariilor continentale şi evoluţia vieţii pe Pămînt din paleozoic pînă astăzi. Aici, prin numeroasele figurări de fosile, precum şi prin reuşitele reconstituiri de peisaje pentru diverse ere geologice, autorul reuşeşte să închege o descriere sugestivă a evoluţiei lumii animale şi vegetale a distribuţiei în timp şi spaţiu a acestora, de la apariţia primelor forme de viaţă şi pînă azi. La sfîrşitul fiecărui capitol se face o succintă trecere în revistă a zăcămintelor de minereuri utile asociate depozitelor fiecărei ere geologice.

Paleozoicului inferior îi sînt asociate în special zăcăminte de aur, argint, nichel, titan, crom şi cupru; zăcăminte de cărbuni, petrol şi gaze, importante zăcăminte de plumb, zinc, cupru, argint, fier, crom, nichel, wolfram, stibiu, precum şi zăcăminte de sare gemă şi fosfaţi, sînt legate de depozitele paleozoicului superior.

Mezozoicul este era ale cărei depozite au dat cel mai mult petrol (1/5 din producţia de petrol) şi conţine peste 50% din rezervele de petrol ale globului, exceptînd zonele submerse; tot depozitelor mezozoice li se datoresc importante zăcăminte de cărbune, fier şi zăcăminte de uraniu în America de Nord.

Depozitelor terţiarului le revine locul al doilea în ceea ce priveşte producţia de petrol, fiind totodată şi furnizoare de cărbuni şi sare, precum şi zăcăminte de minereuri feroase şi neferoase, legate în special de rocile vulcanice.

Capitolul al XV-lea tratează despre pleistocen „vîrsta glaciaţiilor". Glaciaţiile, care au cuprins 27% din suprafaţa Pămîntului, au afectat în cel mai înalt grad viaţa pe Pămînt, fiind cauza extincţiei multor grupuri de animale şi plante. Deşi mult studiate, glaciaţiile nu sînt prea bine cunoscute. Cel mai puţin se cunosc însă cauzele care au dus la declanşarea lor.

Apariţia omului şi evoluţia lui este subiectul capitolului următor. Este sigură apariţia primelor primate cu staţiune bipedă (*Australopithecus* şi *Homo habilis*) la începutul pleistocenului. În timpul glaciaţiilor au apărut hominieni mai evoluaţi, iar omul actual (*Homo*

sapiens sapiens) a apărut în cursul celui de-al doilea interglacial (primul său reprezentant fiind omul de Cro-Magnon), care, după datele existente, ar fi fost contemporan cu omul de Neanderthal.

Capitolul al XVII-lea tratează despre apariţia vieţii pe Pământ, despre unele aspecte ale luptei pentru existenţă; fenomenele de evoluţie convergentă, divergentă şi paralelă formează subcapitole tratate cu multă atenţie. Cu procesul de radiaţie adaptativă şi exemplificarea lui la cîteva importante clase din lumea animală se încheie capitolul al XVII-lea.

Răspîndirea, migrarea şi formarea speciilor este subiectul următorului capitol.

Capitolul al XIX-lea este consacrat marilor extincţii şi apariţiilor noilor grupuri de animale. Post-scriptumul la acest capitol îl constituie cîteva exemple de supravieţuire : genurile *Lingula*, *Latimeria*, *Tautera*.

În ultimul capitol, al XX-lea, autorul se ocupă de unele grupuri de mare importanţă pentru istoria Pământului : trilobiţi, cefalopode, dinozaurieni, ostrei, ecvide şi conifere.

Lucrarea se termină cu un glosar şi un index alfabetic.

Gh. Popescu

Revista „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental și aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei și tectonicii, precum și din cel al mineralogiei, petrografiei și geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie și geofizică, al căror conținut prezintă indicații importante în cunoașterea formațiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugați să înainteze articolele, notele și recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schițele și hărțile vor fi executate în tuș, pe hîrtie de calc. Tabelele și ilustrațiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planșe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea acelorași date din text, tabele și grafice. Explicația figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului și a anului de apariție a lucrării (de exemplu, G. **M u r g o c i**, 1916). Numele autorului va fi precedat de inițială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanțelor internaționale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondența privind manuscrisele, schimbul de publicații etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacție, Calea Victoriei nr. 125, București.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

* * * **Geografia văii Dunării românești**, 1959, 783 p., 26 pl., 113 lei.

NATALIA PAGHIDA-TRELEA, **Microfauna miocenului dintre Siret și Prut**, 1969, 189 p., 14 pl., 12 lei.

GH. NEAGȘU, **Bentonitele din regiunea Alba-Iulia — Oena Mureșului**, 1969, 204 p., 3 pl., 2 anexe, 12,50 lei.

A. DUȘA, **Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara, Coșteiul de Sus**, 1969, 158 p., 15 fig., 3 anexe, 22 pl., 12,50 lei.

N. ORGHIDAN, **Văile transversale din România**, 1969, 90 p., 68 fig., 10,50 lei.

V. IANOVICI și colab. **Evoluția geologică a Munților Metaliferi**, 1969, 744 p., 40 pl., 55 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi și culoarul Dîmbovicioara**, 1969, 321 p., 13 pl., 28 lei.

ION MÂRZA, **Evoluția unităților cristaline din sud-estul Munților Mare**, 1969, 168 p., 12 pl., 14 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpații Orientali)**, 1968, 127 p., 1 anexă, 7,75 lei.

I. DONISĂ, **Geomorfologia văii Bistriței**, 1968, 287 p., 20 pl., 3 anexe, 18,50 lei.

VASILE BĂCĂUANU, **Cîmpia Moldovei. Studiu geomorfologic**, 1968, 222 p., 12 pl., 13,50 lei.

VINTILĂ MIHĂILESCU, **Geografie teoretică**, 1968, 254 p., 20 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei**, 1968, 396 p., 41 pl., 21,50 lei.

ÎN CURS DE APARIȚIE

ANA CONEA, **Formațiuni cuaternare în Dobrogea.**

ȘT. CERC., GEOL., GEOF., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 15, Nr. 3, P. 1—326, BUCUREȘTI, 1970

c. 4238 I. P. „Informația"

Lei 30.—

F 1329

04

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

2

TOMUL 15
1970

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membrii:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la Centrala cărții, Oficiul de comerț exterior, Căsuța poștală 134—135, (Calea Victoriei 126) București, România, sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria de geologie" paraît 2 fois par an.

Le prix d'un abonnement annuel est de $ 6. — F.F.29, DM 24.

Tout commande à l'étranger sera adressée à Centrala cărții, Oficiul de comerț exterior, Boîte postale 134—135, (Calea Victoriei 126), Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI Nr. 125,
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 15 1970 Nr. 2

GEOLÓGIAI INTÉZET KÖNYVTÁRA BUDAPEST

SUMAR

Pag.

STUDII

V. IANOVICI şi GH. NEACŞU, Argilizarea rocilor eruptive efuzive din partea de sud-vest a Munţilor Rodna 317
I. BERBELEAC, Evoluţia tectonică, magmatică şi metalogenetică a părţii centrale şi sudice din Munţii Metaliferi 329
G. PITULEA şi MARIA LEMNE, Contribuţii privind distribuţia elementelor radioactive în şisturile cu grafit din Carpaţii Orientali 341
C. DRĂGHICI, Relaţii geologice în formaţiunile cristaline ale autohtonului danubian din Munţii Căpăţînii 351
DIDINA NACU, CORNELIA BOTEZ, L. IONESI şi N. VOICULESCU, Unele aspecte privind geochimia materiei organice în rocile bituminoase din bazinul văii Humorului 367
G. UDUBAŞA, Listvenitele din Banatul de sud (regiunea Eibenthal — Baia Nouă) . . 381
G. PALIUC, Anizotropia optică a unor roci 399
S. PELTZ, MARGARETA PELTZ şi CECILIA VASILIU, Asupra prezenţei dacitelor în partea de sud-est a Munţilor Călimani 409
MARIANA IVA, MARIA MĂRGĂRIT şi GH. MĂRGĂRIT, Asupra cîtorva caracee din stratele de Turbuţa de pe valea Hîrtoapelor (nord-vestul Bazinului Transilvaniei) 419
MARELE STAN, Date noi pentru geologia regiunii Fîntînele — Zăbrani — Fibiş — Buzad (Banat) 431
I. HUICĂ şi VALENTINA DRAGU, Prezenţa volhinianului în culoarul Mureşului (zona Coşava — Ohaba — Lăpugiu — Fintoag) 441
ELENA BRATU şi GR. ALEXANDRESCU, Date stratigrafice şi micropaleontologice asupra stratelor de Hangu şi a stratelor de Straja din valea Bistriţei (Carpaţii Orientali) 451
V. MUTIHAC, Evoluţia zonei central-carpatice în orogeneza alpină 469
V. MUTIHAC, Triasicul din Platoul Vaşcău 481
A. RUSU, Biozonele de calpionele din tithonic-neocomianul zonei Sviniţa (Banat) . . . 489

Pag.

I. ANDREESCU şi I. PAPAIANOPOL, Biostratigrafia depozitelor sarmaţiene dintre văile Milcov şi Rîmnicu Sărat 499

A. RUSU, Corelarea faciesurilor oligocenului din regiunea Treznea — Bizuşa (nord-vestul Bazinului Transilvaniei) 513

NOTE

I. TREIBER, IOLANDA BALINT şi N. RABOCA, Observaţii referitoare la delimitarea şi corelarea teraselor pe baza studiului microscopic al solurilor 527

P. CIORNEI, Prezenţa stilpnomelanului în cristalinul Maramureşului 533

M. BĂLAN, Hialofanul şi albitul în mineralizaţiile cu mangan din mina Argestruţ, Iacobeni 541

H. SAVU şi CECILIA VASILIU, Asupra unui amfibol hastingsitic din zona cu sillimanit a Munţilor Semenic 547

T. BERZA şi D. GHERGHIŢESCU, Asupra prezenţei unor skarne mineralizate pe valea Tismanei 553

GH. POPESCU, *Trilasmis* (*Poecilasma*) *praegracile* n. sp. în miocenul din nord-vestul Transilvaniei 561

RECENZII 567

VIAŢA ŞTIINŢIFICĂ 569

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15 nr. 2 p. 315—570, Bucureşti 1970

ARGILIZAREA ROCILOR ERUPTIVE EFUZIVE DIN PARTEA DE SUD-VEST A MUNȚILOR RODNA

DE

V. IANOVICI,

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

și GH. NEACȘU

55 (05)

GEOLOGIA REGIUNII

În partea de sud-vest a Munților Rodna, între Parva și Cormăița, se întîlnesc o serie de corpuri eruptive acide, reprezentate prin riolite, riodacite, dacite și chiar andezite. Corpurile eruptive alcătuiesc intruziuni subvulcanice, neckuri, dykuri, siluri sau filoane puse în loc pe liniile tectonice majore orientate aproximativ est—vest, urmărind limita cristalin-sedimentar.

Cristalinul, reprezentat prin șisturi mezozonale (micașisturi ± granați, paragnaise, șisturi cuarțitice, cuarțite și amfibolite), nu este vizibil transformat la contactul cu eruptivul, pe cînd rocile sedimentare oligocene, reprezentate prin gresii, marne și argile cenușii, sînt silicifiate și ușor coapte la contact, putînd ajunge la veritabile argilite. Dezvoltarea redusă a fenomenelor de metamorfism de contact se explică în primul rînd prin dimensiunile reduse ale corpurilor eruptive. Vîrsta erupțiunilor este post-oligocenă, la contactul corpurilor eruptive cu oligocenul întîlnindu-se uneori, pe cîțiva metri, slabe fenomene de metamorfism termic.

Caolinizarea rocilor eruptive de la Parva era cunoscută încă din 1859, iar exploatarea zonei de alterație superficială mai intens argilizată începe încă din anul 1866.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 317—328, București, 1970

Delimitarea cartografică a corpurilor caonilizate a fost făcută de Filareta Arion[1] şi de I. Focşa, Felicia Focşa şi D. Ignat[2].

Parva. Începînd din valea Rebra, chiar din satul Parva, continuîndu-se după o direcţie N55—65°V, pînă în Valea Vinului, pe contactul dintre cristalin şi sedimentar se insinuează un corp de riolite intens caolinizat şi slab silicifiat şi piritizat îndeosebi în extremitatea sa nordică. Corpul are o cădere de 45—70° S, concordant cu stratificaţia oligocenului. Pe Valea Vinului, la contactul corpului eruptiv cu sedimentarul, se întîlneşte o brecie tectonică alcătuită din elemente de roci efuzive caolinizate, silicifiate şi limonitizate şi marne cenuşii-negre, silicifiate.

Alte două corpuri de riolite, mai slab caolinizate, silicifiate şi piritizate, dar mai intens sericitizate, se găsesc dispuse la nord-vest de primul, dezvoltîndu-se între Valea Vinului şi Valea Arşiţei.

Riolitele sînt alcătuite din pastă în care plutesc fenocristale de cuarţ corodat magmatic, feldspat şi muscovit, rar biotit. Riolite proaspete nu au fost întîlnite nicăieri, ele fiind întotdeauna mai mult sau mai puţin alterate.

Riolitele au culoare cenuşie sau verzuie, iar cînd alteraţia, în special argilizarea, creşte în intensitate, devin albicioase şi mai puţin dure.

Primul stadiu de alteraţie, sericitizarea, răspîndită în întreaga masă a rocii, are totuşi o importanţă mai mică, fiind subordonată cantitativ argilizării. Roca îşi schimbă uşor culoarea, căpătînd o tentă mai deschisă, în urma transformării pseudomorfe feldspat → sericit şi a începutului de devitrificare a pastei.

Caolinizarea, reprezentată îndeosebi prin dickitizare, imprimă rocii o culoare albă, uneori alb lăptoasă. Sub microscop, în roca intens caolinizată, se observă o masă de bază alcătuită din agregate sau lamele izolate, mai bine dezvoltate de dickit, sau mai reduse de caolinit, intim asociate cu mici granule de cuarţ secundar, cu rare lamele de sericit şi foarte rare granule de pirită, limonit, calcit, în care plutesc rare granule de cuarţ eruptiv, bipiramidat, corodat magmatic. Adesea se observă contururi de foste fenocristale de feldspat, pseudomorfozat de dickit şi caolinit. Roca caolinizată are culoare albă şi duritate mai mare sau mai mică, în funcţie de intensitatea silicifierii.

Ultimele procese de alteraţie hidrotermală sînt silicifierea, piritizarea şi slaba montmorillonitizare a rocii, dezvoltate în special în jurul fisurilor pe care are loc circulaţia soluţiilor. Schimbarea chimismului soluţiilor, prin îmbogăţirea în alcanine (în special Na^+) şi în silice, permitea formarea unei mici cantităţi de montmorillonit şi procesul de silicifiere a rocilor.

Silicifierea puternică a riolitelor caolinizate de la Parva, dimensiunile reduse ale cuarţului secundar, ale sericitului, piritei, dar mai ales ale oxizilor şi hidroxizilor de fier, face dificilă înnobilarea acestora şi le scade valoarea lor economică.

---

[1] Filareta Arion (1959), *Prospecţiuni geologice pentru caolin pe valea Rebra (Parva şi Cormăiţa)*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[2] I. Focşa, Felicia Focşa, D. Ignat (1965), *Raport geologic pentru mică şi caolin în Munţii Rodna*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

În zona de alteraţie superficială, pe primii 20—30 m de la suprafaţă, roca este mai intens alterată. Creşte intensitatea argilizării, scade cantitatea de cuarţ. Rocile devin mai friabile, mai sfărîmicioase, mai puţin dense, mai puţin dure. În zona de alteraţie superficială limonitizarea este foarte frecventă. Roca îşi schimbă culoarea prin apariţia limonitului, rezultat din oxidarea piritei, căpătînd diferite tonuri gălbui, uneori brun-roşcate, alb-gălbui, roz, cafeniu-roşcat, sau alb pătat, cu pete ruginii roşietice de limonit. Uneori roca este străbătută de fisuri limonitizate, adesea paralele şi perpendiculare, formînd o reţea cu aspect de grătar. Reţeaua de fisuri ce se întretaie perpendicular, pe care se găseşte limonit, rar dendrite de mangan, dă forme de alteraţie specifice, curbicorticale.

În galeriile de exploatare şi de explorare, se observă o puternică fisurare a rocii, care a permis o intensă circulaţie a soluţiilor hidrotermale sau a apelor de infiltraţie, cauze ale unei pronunţate alteraţii. Cele mai frecvente sînt fisurile direcţionale, N 60—70° V/45—70° S, urmate de fisurile transversale, perpendiculare pe primele (tip a.c.). Intensitatea hidrotermalizării şi a alteraţiei superficiale sînt determinate de starea de fisurare a rocii, de frecvenţa şi mărimea fisurilor riolitului.

În zona superficială, pînă la adîncimea de 20—30 m, s-a observat o intensă circulaţie a apelor de infiltraţie, a căror circulaţie provoacă oxidarea piritei. Acest fenomen dă rocii acel aspect dungat menţionat. Pe fisurile mai mari se infiltrează argile montmorillonitice cenuşii, mobilizate coloidal pînă la adîncimi de 20—30 m de la suprafaţă. Fenomenul de migraţie coloidală descendentă pe fisurile de alteraţie superficiale a mai fost întîlnit şi în alte regiuni, ca de exemplu la Ocna Mureş, în tufuri bentonitizate, la Tg.-Lăpuş, în aplito-pegmatite argilizate etc.

Cormăiţa. În zona văii Cormăiţa aflorează un corp subvulcanic de dacit cu biotit, pe o suprafaţă destul de întinsă. Dacitul proaspăt are o culoare cenuşiu-verzuie, care devine tot mai deschisă cu creşterea intensităţii alteraţiei, ajungînd la culoare alb-gălbuie la alteraţia intensă.

Macroscopic, se disting uşor fenocristale larg cristalizate de cuarţ bipiramidat, plagioclazi, ortoclazi şi biotit, mult mai rar de magnetit şi pirite, plutind în pastă. Sub microscop se recunoaşte structura porfirică sau microgranulară şi textura masivă.

În dacitul argilizat se disting clar fenomenele de argilizare însoţite de calcitizarea, mai rar cloritizarea plagioclazilor şi a pastei.

În jurul liniilor tectonice importante, sub acţiunea soluţiilor hidrotermale şi a apelor de infiltraţie, are loc argilizarea mai mult sau mai puţin intensă pe Izvorul Moldişului, Izvorul Tătarilor, valea Cormăiţa şi valea Cristuri. Cel mai avansat grad de argilizare şi cea mai întinsă arie de argilizare (600/300 m) se găseşte situată la confluenţa văii Cristuri cu valea Cormăiţa.

Compoziţia mineralogică a fracţiunilor argiloase

Pentru studiul compoziţiei mineralogice a fracţiunilor argiloase sub 5 microni, s-a efectuat analiza roentgenografică a 12 probe, naturale sau calcinate, timp de 2 ore, la 150, 450 şi 600° C.

Compoziţia mineralogică a zonelor de alteraţie superficială a fost studiată cu atenţie, datorită faptului că pentru exploatare această zonă prezintă prima importanţă.

Deşi la Parva roca alterată hidrotermal este un riolit, iar la Cormăiţa un dacit, scluţiile ce au produs argilizarea au fost aceleaşi, aşa încît produsele de alteraţie nu sînt prea deosebite.

Principalele deosebiri constau în gradul de argilizare şi silicifiere, mai avansat la riolitul de la Parva decît la dacitul de la Cormăiţa, în prezenţa unei mici cantităţi de clorit, în special în stadiile iniţiale de alteraţie, şi în existenţa unei proporţii de illit şi montmorillonit mai ridicate la dacitul de la Cormăiţa (fig. 1, tabelul nr. 1), în timp ce argilizarea de la Parva este caracterizată de prezenţa unei cantităţi mai mari de caolinit şi halloysit.

Compoziţia mineralogică medie a fracţiunilor argiloase ale rocilor alterate şi variaţia compoziţiei mineralogice pe zone de argilizare sînt reprezentate în tabelul nr. 1 şi figura 1.

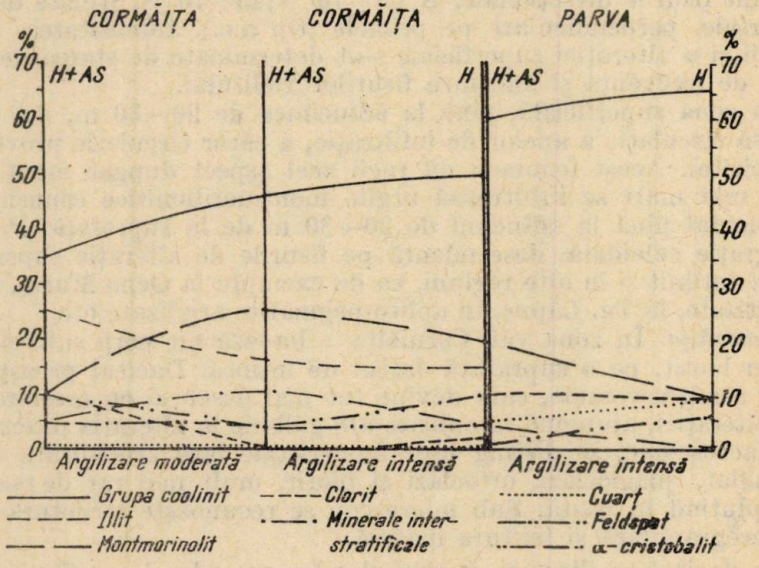


Fig. 1. — Variaţia compoziţiei mineralogice a fracţiunilor argiloase în zonele de argilizare.

Argilizarea hidrotermală de la Parva este caracterizată prin prezenţa unei cantităţi mari de cuarţ în fracţiunea argiloasă (tabelul nr. 2 şi figurile 5, 6, şi 7), în timp ce la Cormăiţa este prezent în cantitate mare feldspatul (tabelul nr. 2 şi figurile 2, 3 şi 4).[3] Procentele de cuarţ şi feldspat scad în zona de alteraţie superficială (tabelul nr. 1, fig. 1), atît la Parva, în urma unui proces de desilicifiere, cît şi la Cormăiţa, în urma unei intensificări a alteraţiei, a unei argilizări mai pronunţate a feldspatului.

[3] Pentru diagramele 2 — 8 şi tabelul nr. 2 condiţiile de lucru: radiaţie FeK_α, FeK_β f ără filtru 31 KV, 16 mA, 180 V, expunere 21 ore, Microfotometru MF_4, mărire 10×, distanţele citite la comparatori IZA-2.
În tabelul nr. 2 este eliminată radiaţia $K\beta$

O altă caracteristică a argilizării dacitului de la Cormăiţa este prezenţa α—cristobalitului şi absenţa sau cantitatea foarte redusă de cuarţ. Acest fapt se poate explica printr-un exces de cationi în argilizarea de la Cormăiţa, după cum se poate deduce şi din prezenţa în cantitate mai ridicată a illitului, montmorillonitului şi cloritului în fracţiunea argiloasă.

Tabelul nr. 1

Compoziţia mineralogică medie a fracţiunilor argiloase (sub 5/μ)

Mineral %	Cormăiţa			Parva	
	Argilizare moderată	Argilizare intensă		Argilizare intensă	
	hidrotermalizare + alteraţie superficială	hidrotermalizare	hidrotermalizare + alteraţie superficială	hidrotermalizare	Hidrotermalizare + alteraţie superficială
Minerale argiloase					
Minerale interstratificate	5	5	10	—	5
Clorit	10	puţin	f. puţin	—	—
Montmorillonit	10	20	25	10	20
Illit	25	15	15	10	10
Grupa caolinit	35	50	45	65	60
Minerale neargiloase					
Cuarţ	puţin	puţin	puţin	10	5
Feldspat	10	10	5	5	f. puţin
α—cristobalit	5	5	5	—	—

Mineralele interstratificate regulat, probabil de tip $14_M—14_C$ (montmorillonit — clorit) şi $14_M—10_I$ (montmorillonit — illit) sînt prezente la Parva, dar mai ales la Cormăiţa, în zona de alteraţie superficială; mineralele interstratificate sînt, aşadar, minerale specifice alteraţiei superficiale.

În zona de alteraţie superficială, paralel cu trecerea în soluţie a unei mari cantităţi de cuarţ, are loc neoformaţia montmorillonitului, caracterizînd atît zona de alteraţie superficială de la Parva, cît şi cea de la Cormăiţa. Pînă la adîncimea de 30 m de la suprafaţă s-a observat fenomenul de migraţie coloidală, întîlnindu-se pe fisurile mari argile cenuşii alcătuite din peste 85% montmorillonit.

Geneza superficială a montmorillonitului este certă, însă nu este exclus ca o mică parte din montmorillonit, în special cel de la adîncimi mai mari de 30 m, să fie format spre sfîrşitul fazei hidrotermale, fiind ultimul mineral argilos format din soluţii hidrotermale. Prezenţa unor proporţii relativ ridicate în argilizarea dacitului de la Cormăiţa, indicînd abundenţa alcalinelor în mediul de alteraţie, poate fi explicată prin cantitatea mai mare de alcaline în roca primară şi prin intensificarea procesului de alteraţie superficială.

Circulaţia mai intensă a apelor de infiltraţie a fost de altfel observată în galeriile de explorare.

Montmorillonitul este de tip dioctaedric şi este saturat preponderent în cationi de calciu, în zona superficială.

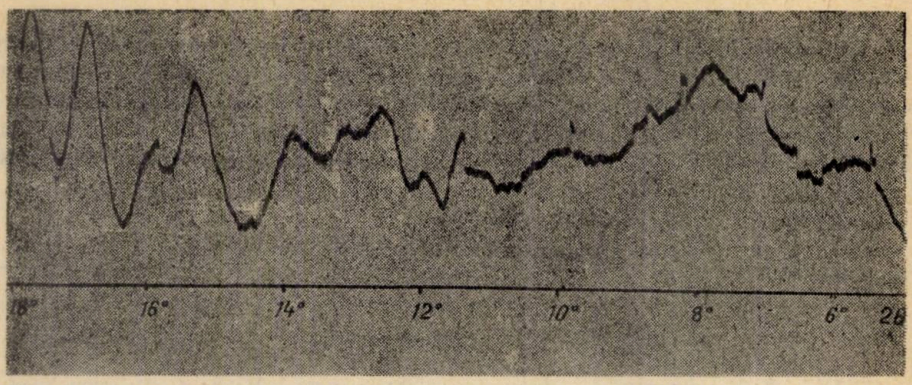


Fig. 2. — Microfotograma roentgenogramei în pulbere a probei 35-338 Izvorul Molidișului, fr. sub 5μ, naturală. 10 x.

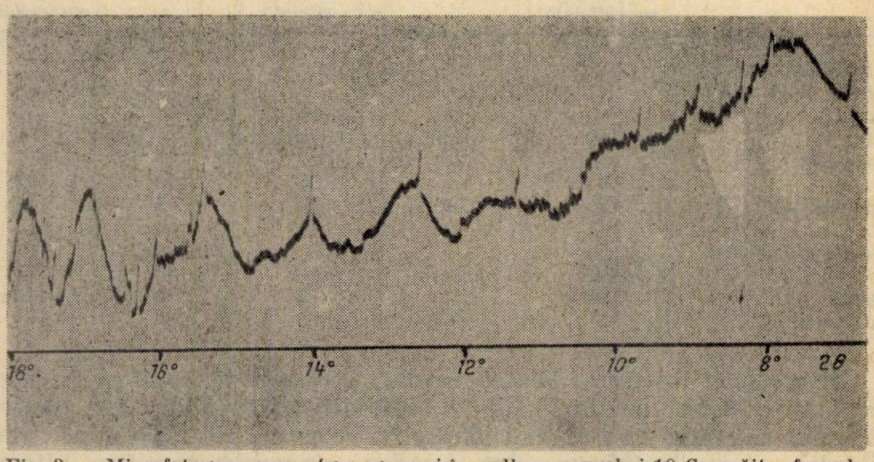


Fig. 3. — Microfotograma roentgenogramei în pulbere a probei 10 Cormăiţa, fr. sub 5μ, naturală. 10 x.

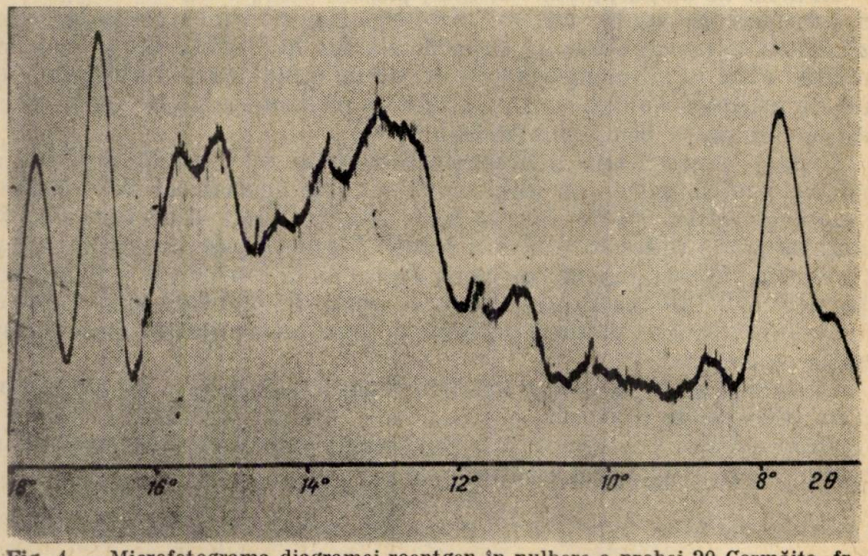


Fig. 4. — Microfotograma diagramei roentgen în pulbere a probei 20 Cormăiţa, fr. sub 5 μ, calcinată 2 ore la 450°C. 10x.

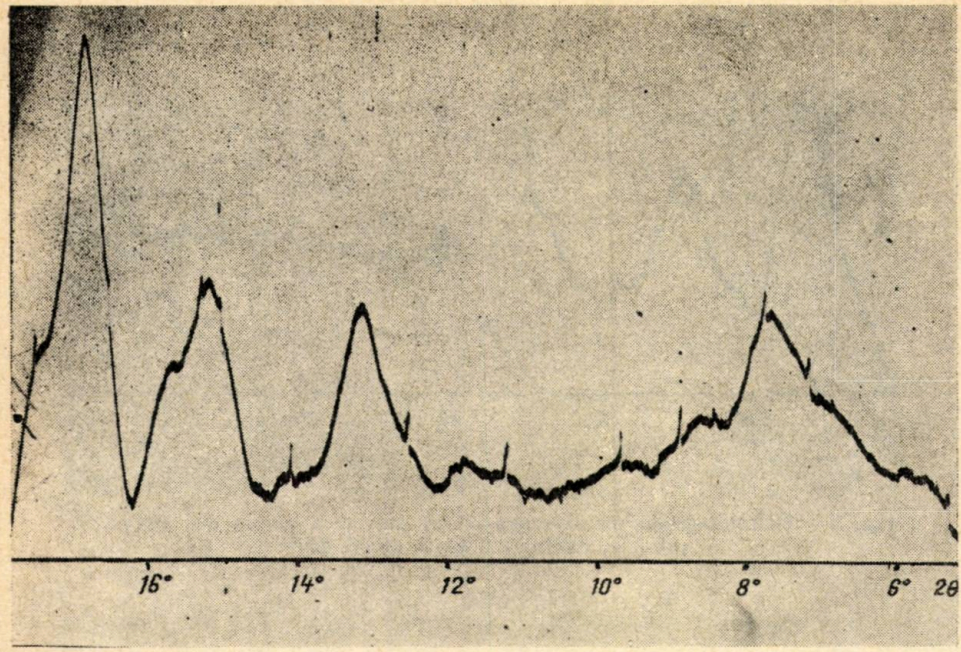


Fig. 5. — Microfotograma roentgenogramei în pulbere a probei 9 Parva, fr. sub 5 μ, naturală. 10 x.

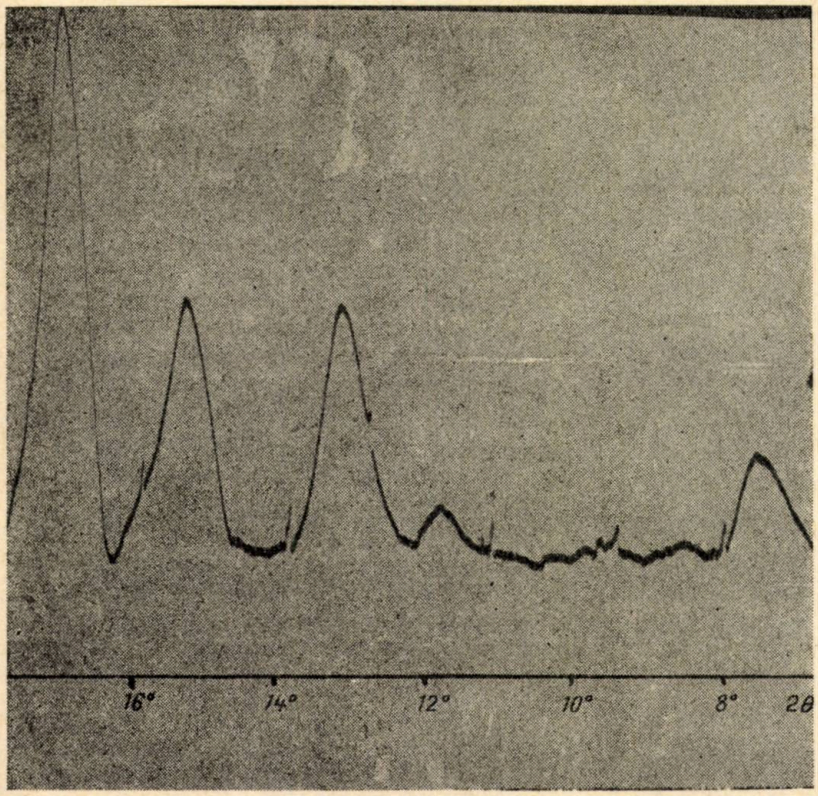


Fig. 6. — Microfotograma roentgenogramei în pulbere a probei 635 Parva, fr. sub 5μ, calcinată 2 ore la 450°C. 10 x.

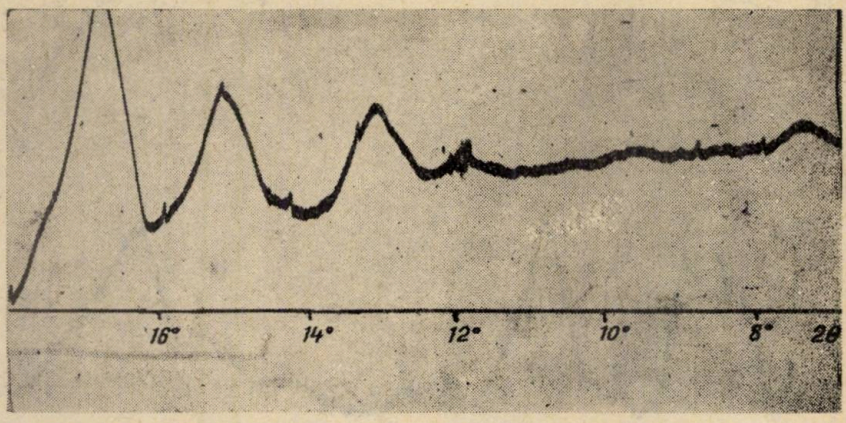


Fig. 7. — Microfotograma roentgenogramei în pulbere a probei 635 Parva, fr. sub 5 μ, calcinată 2 ore la 600°C. 10 x.

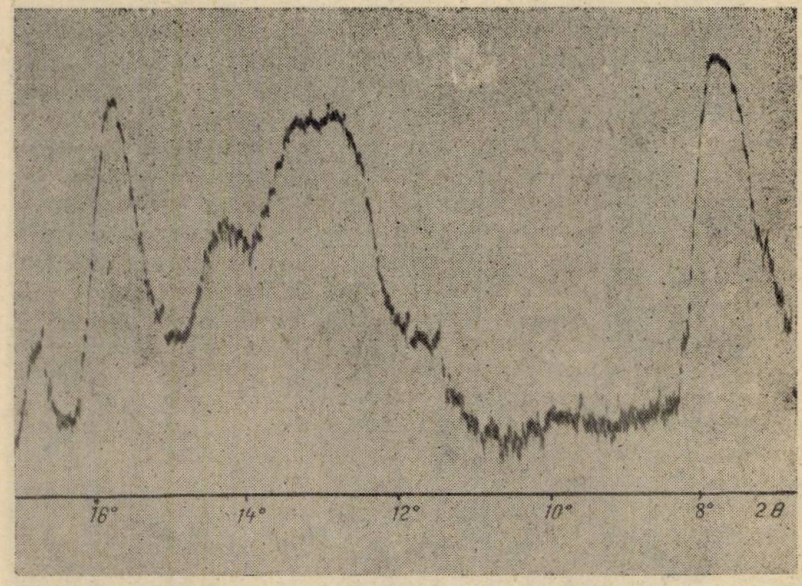


Fig. 8. — Microfotograma roentgenogramei în pulbere a probei de caolinit Zettliz folosit ca etalon. N. 10 x.

Tabelul nr. 2

Distanţele intrareticulare (d/n) şi intensităţile relative (I) ale roentgenogramelor fracţiunilor argiloase ale probelor de la Parva şi Cormăiţa 2θ → 18°

Cormăiţa						Parva						Caolinit Zettliz etalon	
Pr. 35 338, fr. 5μ. N.		Pr. 105, fr. 5μ.N.		Pr. 20, fr. 5μ calc. 450°C		Pr. 9, fr. 5μN.		Pr. 635, fr.5μ calc. 450°C		Pr. 635, fr.5μ calc. 600°C			
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
14,5	11	14,5	10	14,5	8	14,6	2	14,6	2	14,6	3		
9,8	24	9,8	15	9,8	12	9,8	7	9,8	7	9,8	9		
9,2	10	—	—	—	—	7,24	15	7,34	27	7,42	3		
7,15	43	7,15	100	7,05	100	7,15	20					7,15	100
7,00	23					6,99	1	6,98	1	6,99	0,5		
4,41	25	4,41	45	4,40	54	4,44	6	4,43	6	4,42	5	4,45	62
4,36	12	4,35	18	4,35	16	4,35	3	4,35	3	4,35	2	4,35	17
4,30	5	4,30	15	4,28	13	4,25	30	4,25	30	4,25	30	4,28	24
4,25	15	4,23	10	4,24	20	4,18	2	4,20	1	4,21	1	4,17	7
4,10	5	4,12	3									4,12	5
4,02	25	4,01	20	4,06	24			4,06	1			4,07	8
3,730	1	3,725	5	3,725	5	3,732	1	3,733	1	3,734	2	3,738	28
3,548	20	3,570	30	3,584	25	3,526	15	3,546	1	3,570	1	3,540	72
3,342	83	3,339	68	3,344	80	3,338	100	3,346	55	3,348	100	3,354	20
3,181	100	3,182	60	3,188	58	3,201	20	3,178	100	3,197	68		
fig. 2		fig.3		fig. 4		fig. 5		fig. 6		fig. 7		fig. 8	

Illitul este de asemenea dioctaedric, participînd în cantităţi relativ reduse în probele cercetate. În zona de alteraţie superficială cantitatea de illit este aproximativ aceeaşi, denotînd faptul că acesta este un mineral stabil în condiţiile alteraţiei superficiale.

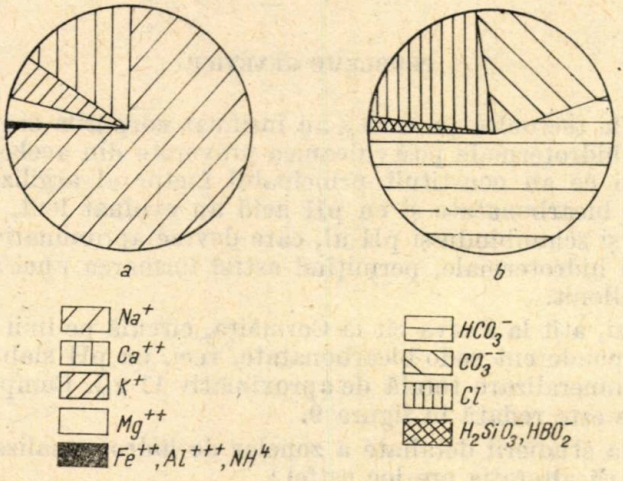


Fig. 9. — Chimismul apelor minerale din regiune.

S-a putut urmări totuşi o reducere a cantităţii de illit, paralel cu creşterea intensităţii alteraţiei hidrotermale şi a proporţiei de caolinit, explicată prin trecerea illit → caolinit. Procentul mai ridicat de illit şi

mai redus de caolinit al dacitelor de la Cormăniţa indică totodată o intensitate mai redusă a alteraţiei acestora în comparaţie cu alteraţia riolitelor de la Parva.

Sericitizarea, illitizarea şi cloritizarea sînt primele stadii de alteraţie ale dacitelor de la Cormăiţa.

Mineralele din grupa caolinit sînt reprezentate prin dickit, caolinit$_T$, şi halloysit. Caolinitul$_T$ predomină asupra dickitului şi halloysitului. Dickitul se găseşte în special la Parva, în timp ce halloysitul este prezent îndeosebi la Cormăiţa.

În timp ce caolinitul$_T$ este parţial distrus în zona de alteraţie superficială, dickitul se menţine, iar procentul de halloysit creşte. Halloysitul se formează îndeosebi în procesul de alteraţie superficială. Prezenţa dickitului la Cormăiţa, dar mai ales la Parva, indică faptul că soluţiile ce au produs argilizarea erau de provenienţă juvenilă şi că temperatura la care a avut loc alteraţia era redusă, fiind vorba probabil de ape epitermale.

Mineralele din grupa caolinitului sînt minerale preponderente în toate zonele de alteraţie intensă, justificînd folosirea termenului de „caolinizare" dat procesului de argilizare.

Alteraţia superficială aduce următoarele modificări: creşte gradul de argilizare, scade proporţia mineralelor neargiloase, cuarţul şi feldspatul fiind solubilizate şi argilizate. Proporţia de montmorillonit şi minerale interstratificate regulat creşte.

Prezenţa redusă a montmorillonitului şi illitului, precum şi abundenţa cuarţului secundar microcristalin în argilizarea intensă a riolitelor de la Parva sînt indicii bune ale desalcalinizării puternice a rocii, efectuată de soluţiile hidrotermale.

PROBLEME GENETICE

Pe liniile tectonice pe care s-au insinuat corpurile eruptive au circulat soluţii hidrotermale postvulcanice provenite din acelaşi bazin magmatic, soluţii ce au constituit principalul factor al argilizării. Soluţiile hidrotermale bicarbonatate şi cu pH acid au evoluat lent, micşorîndu-şi temperatura şi schimbîndu-şi pH-ul, care devine aproximativ neutru spre sfîrşitul fazei hidrotermale, permiţînd astfel formarea unei mici cantităţi de montmorillonit.

Şi astăzi, atît la Parva cît la Cormăiţa, circulă pe linii tectonice ape minerale preponderent sodo-bicarbonatate, reci, cu pH slab acid = 6,8—6,9 şi cu o mineralizare totală de aproximativ 11 g/l. Compoziţia acestor ape minerale este redată în figura 9.

În urma studierii detaliate a zonelor de hidrotermalizare, am ajuns la concluzia că alteraţia are loc astfel:

$$\textit{Parva}: \begin{cases} \text{sericitizare} \\ \text{illitizare} \end{cases} \rightarrow \text{caolinizare} \rightarrow \text{montmorillonitizare} \rightarrow$$

$$\rightarrow \begin{cases} \text{silicifiere (cuarţ)} \\ \text{piritizare} \end{cases}$$

$$\textit{Cormăiţa}: \begin{cases} \text{sericitizare} \\ \text{illitizare} \\ \text{cloritizare} \end{cases} \rightarrow \text{caolinizare} \rightarrow \text{montmorillonitizare} \rightarrow$$

$$\rightarrow \begin{cases} \text{silicifiere (opal)} \\ \text{piritizare} \end{cases}$$

Aşadar, principala deosebire în alteraţia hidrotermală în cele două zone constă în existenţa unui stadiu de cloritizare, bine dezvoltat la Cormăiţa.

În zona de alteraţie superficială, atît la Parva cît şi la Cormăiţa, gradul de argilizare creşte, caolinitul trece în montmorillonit şi halloysit, feldspatul şi cuarţul sînt alterate sau solubilizate, apare o mică cantitate de calcit, iar pirita trece în limonit. Apele superficiale bogate în calciu şi cu pH alcalin, care permit formarea montmorillonitului, se infiltrează pe aceleaşi căi pe care s-au infiltrat în trecut soluţiile postvulcanice.

Intensitatea argilizării depinde de frecvenţa şi mărimea fisurilor.

L'ARGILISATION DES ROCHES ÉRUPTIVES EFFUSIVES DE LA PARTIE SUD–OUEST DES MONTS DE RODNA

RÉSUMÉ

Dans la partie sud-ouest des monts de Rodna, dans les zones de Parva et de Cormăiţa, on rencontre des corps de rhyolites et de dacites kaolinisées par voie hydrothermale. La composition minéralogique des fractions argileuses sous 5 μ, comprises dans les preuves prélevées dans les zones d'argilisation, est présentée dans la fig. 1 et le tableau 1.

L'analyse Roentgen a permis de noter la variation de la composition minéralogique et de déchiffrer les processus d'altération hydrothermale et superficielle.

L'altération hydrothermale a lieu, tant à Parva qu'à Cormăiţa, aux stades suivants :

$$\begin{cases} \text{séricitisation} \\ \text{illitisation} \end{cases} \rightarrow \text{kaolinisation} \rightarrow \text{montmorillonitisation} \rightarrow \begin{cases} \text{silicification} \\ \text{pyritisation} \end{cases}$$

A la différence de l'altération hydrothermale de Parva, on peut distinguer à Cormăiţa aussi un processus de chloritisation au premier stade d'altération.

L'altération superficielle peut avoir les conséquences suivantes : accroissement du degré d'argilisation, formation d'une quantité de montmorillonite, solubilisation du quartz, altération du feldspath, limonitisation de la pyrite, formation d'une petite quantité de calcite. A Parva le dickite est stable à l'altération superficielle, tandis qu'à Cormăiţa se forme la halloysite.

L'argilisation hydrothermale a eu lieu sous l'influence des solutions sodo-bicarbonatées à pH acide, tandis que l'altération superficielle a eu lieu sous l'influence des eaux superficielles calciques à pH alcalin.

BIBLIOGRAFIE

BOURGNIGNON P. (1964), *Dickite du silurien et du houiller de Belgique*, Ann. Soc. Géol. Belgique *(1962—1963)*, **86**, *9*.

BRINDLEY G.W. (1950), *X—Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, Clay Min. Soc., Londra.

HAYES B.J. (1967), *Dickite in Lansing group (Pennsylvanian) limestone, Wilson and Montgomery, Counties, Kansas*, Amer. Mineral., **52**, *5—6*.

IANOVICI V. (1941), *Întrebuințarea razelor X în petrografie*, Rev. Șt. „V. Adamachi", **XXVII**, 1.

IANOVICI V., NEACȘU GH. (1968), *Asupra prezenței nacritului în argilele liasice inferioare din Munții Pădurea Craiului*, St. cerc. geol., geof., geog., Seria geologie, **XIII**, *2*.

MILLOT G. (1964), *Géologie des argiles*, Edit. Masson, Paris.

MIHEEV V. (1957), *Rentghenometriceskie opredeliteli mineralov*, Gosgheolizdat, Moscova.

Primit la redacție la 7 ianuarie 1970

Ministerul Industriei Miniere și Geologiei
și
Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Ministerului Industriei Miniere și Geologiei

EVOLUȚIA TECTONICĂ, MAGMATICĂ ȘI METALOGENETICĂ A PĂRȚII CENTRALE ȘI SUDICE DIN MUNȚII METALIFERI

DE

I. BERBELEAC

55 (05)

SCURT ISTORIC

Existența în partea centrală și sudică a Munților Metaliferi a unor bogate zăcăminte metalifere a trezit de timpuriu interesul cercetătorilor pentru cunoașterea complexității fenomenelor geologice din această regiune.

Cercetările mai recente întreprinse de G. Macovei și I. Atanasiu (1931), T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (1941), T. P. Ghițulescu și colab. (1966), M. Bleahu și M. Lupu (1963), G. Cioflica și colab. (1966) și Gianina Gioflica și Gh. Popescu (1966) aduc date interesante privind evoluția stratigrafică, tectonică și magmatică a Munților Metaliferi.

Remarcăm aportul deosebit în prezentarea mineralizațiilor din diverse zone și a chimismului rocilor eruptive adus de H. Helke (1938), V. Ianovici (1938), D. Giușcă (1934, 1936 și 1938), D. Giușcă și colab. (1965), T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (1935), M. Socolescu și colab. (1963), M. Borcoș și V. Manilici (1965), D. Rădulescu (1961) și H. Savu (1968).

EVOLUȚIA GEOLOGICĂ

Partea centrală și sudică a Munților Metaliferi este alcătuită din formațiuni cristaline, roci eruptive și sedimentare de vîrstă mezozoică și terțiară.

St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 329–339, București, 1970

FUNDAMENTUL CRISTALIN

Geosinclinalul Munților Mureșului (Gh. Macovei și I. Atanasiu, 1931) este delimitat de formațiuni cristaline, care în zona de care ne ocupăm apar la sud de Săcărîmb, în insula Rapolt, înconjurate de formațiuni sedimentare mezozoice și terțiare. Cristalinul metamorfozat în faciesul șisturilor verzi reprezintă un anticlinoriu orientat ENE, alcătuit din patru complexe: roci carbonatice, carbonatice-cuarțitice, filitice-conglomeratice și porfiroide (I. Berbeleac, 1969).

Porfiroidele aparțin ciclului tectono-magmatic baicalian și reprezintă microgranite, microgranodiorite, riolite și dacite metamorfozate.

În complexul rocilor porfiroide și al filitelor se întîlnesc filoane cuarțoase mineralizate cu sulfuri polimetalice cu Au și Ag (Bobîlna, Vărmaga etc.) de origine hidrotermală. Acestea sînt legate genetic de rocile eruptive acide metamorfozate.

Litologia și gradul de metamorfism al formațiunilor cristaline din insula Rapolt se aseamănă cu formațiunile similare din munții Poiana Ruscăi, Drocea și Bihor (D. Giușcă și colab., 1966). Deci, în aceste regiuni fundamentul cristalin cuprinde aceleași complexe cutate baicalian.

ROCILE ERUPTIVE ȘI SEDIMENTARE MEZOZOICE ȘI TERȚIARE

La sfîrșitul triasicului și începutul jurasicului, în Munții Mureșului au loc importante fenomene de subsidență și diastrofism ruptural profund, după care s-a produs afundarea fundamentului cristalin și instalarea geosinclinalului Mureșului.

În acest timp, partea sudică a Munților Metaliferi funcționează ca o zonă rigidă față de cea centrală (Brad—Săcărîmb), unde cristalinul epimetamorfic se afundă după fracturile profunde I_p, II_p, I_s, I_{sl}, orientate VNE (fig. 1). Aceste fracturi creează o fosă ce se continuă spre vest (Munții Drocea) și est (valea Ampoiului — Munții Trascăului), în care magmatismul inițial se manifestă prin erupții liniare de intensitate accentuată. Aceste erupții au creat vulcani de lave (bazalte, ankaramite) și stratovulcani. În același timp, în regiunea Bunești — Poiana au avut loc mici intruziuni (dykuri, pînze intruzive) de gabbrouri, gabbrouri cu magnetit și piroxenite (tabelul nr. 1).

Asemenea roci, necunoscute pînă în prezent în această parte a Munților Metaliferi, confirmă asemănarea acestui magmatism cu cel din Munții Drocea (Gr. Cioflica, 1962; D. Giușcă și colab. 1962; M. Lupu, 1965; H. Savu, 1962 *a*, 1962 *b* și 1968), iar lavele ankaramitice au fost semnalate pentru prima dată în țara noastră.

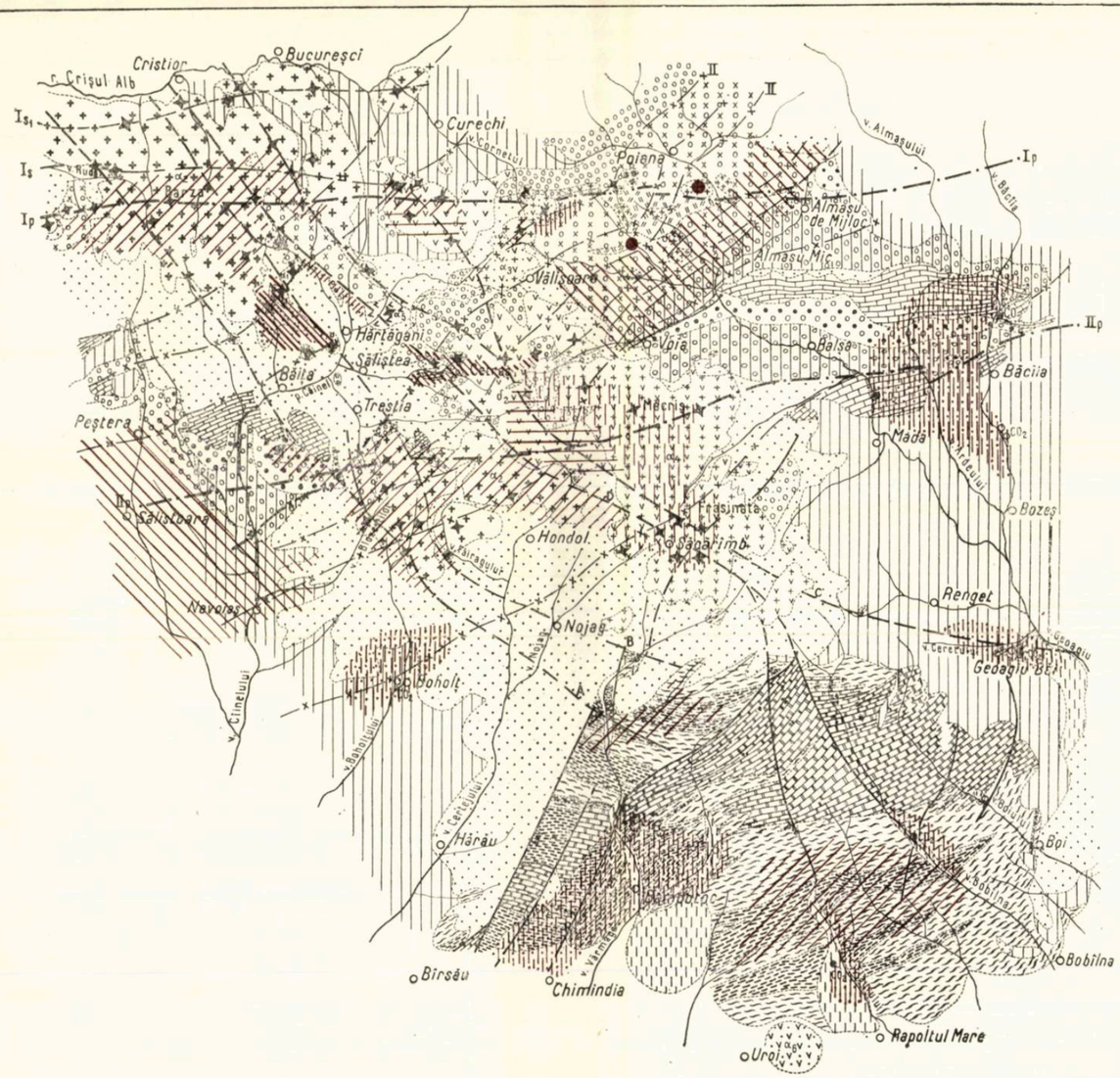
Din dispunerea rocilor ultrabazice în zona fracturii I, presupunem că aceasta a atins mantaua superioară, fiind cea mai importantă linie de manifestare a vulcanismului ofiolitic din Munții Metaliferi. Între Vălișoara și Luncoiul de Sus și la est de Almașul de Mijloc, continuitatea fracturii este mascată de depozitele flișului cretacic, ale molasei neogene și de vulcanitele terțiare. Fractura continuă spre vest, în zona diferențiatelor bazice și ultrabazice din Munții Drocea (Gr. Cioflica, 1962; H. Savu,

I. BERBELEAC

HARTA TECTONICĂ ȘI METALOGENETICĂ A PĂRȚII CENTRALE ȘI SUDICE A M.ȚILOR METALIFERI

COMPLETATĂ CU DATELE PUBLICATE SAU EXISTENTE IN ARHIVA M.I.M.G.

0 1 2km



LEGENDA

METALOGENEZA

MAGMATISM SUBSECVENT TARDIV

- Andezite cu hornblendă şi biotit (Zimbriţa)
- Andezite cuarţifere cu hornblendă± biotit (Ţîrlba)
- Dacite (Coasta Mare, Cetraş)
- Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)
- Andezite cuarţifere cu hornblendă± biotit (Vălişoara)
- Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Barza)
- Piroclastitele andezitelor cu hornblendă şi andezitelor cuarţifere cu hornblendă± biotit
- Dacite (Căinel)
- Riodacite (Băiţa)
- Andezite cu hornblendă (Faţa Băii)

MAGMATISM SUBSECVENT PRECOCE

- Diorite şi andezite

MAGMATISM INIŢIAL OFIOLITIC

- Piroclastite andezitice
- Piroclastite bazaltice-andezitice
- Piroxenite
- Gabbrouri
- Bazalte, ankaramite cu intercalaţii de piroclastite
- Piroclastite bazaltice

- Aureole mofetice (izvor carbogazos; izvor termal); 3. Tufuri calcaroase
- Zeoliţi
- Minereu cuprifer cu sau fără telururi de Au şi Ag
- Telururi de Au şi Ag
- Au liber şi sulfuri polimetalice
- Au liber şi sulfuri polimetalice
- Sulfosăruri de Ag, Au şi sulfuri polimetalice
- Sulfuri polimetalice cu Au şi Ag
- Magnetite titonifere, piritâ

- Mediteranian — 2. Complex vulcano — sedimentar; 1. Conglomerate, gresii, argile etc.
- Cretacic superior
- Jurasic (calcare)

PROTEROZOIC SUPERIOR — **METALOGENEZA**

- Filite şi conglomerate
- Porfiroide
- Calcare şi dolomite calcaroase
- Sulfuri polimetalice

- Inrădăcinările vulcanismului terţiar (neck, dyk)
- Falie
- A, B, C, D — Fracturi terţiare
- II — Fracturi laramice
- Brecie heterolitică
- Ip / Is — Fracturi profunde kimeric vechi(?)
- Anticlinal
- Sinclinal

Fig. 1

Tabelul nr. 1

Evoluția magmatismului inițial ofiolitic și subsecvent banatitic în partea centrală și sudică a Munților Metaliferi

Faza de cutare	Evoluția tectonogenetică	Magmatism			Metalogeneză
		activitatea vulcanică și tipul de vulcani	principalele tipuri de roci	forma de zăcămînt	parageneza caracteristică a mineralelor
Laramică	ridicarea părții centrale (Almaș — Poiana — Băița) -diastrofism ruptural -fracturi sigmoidale (NE-SV) -reluarea fracturilor I_p, II_p, I_s, I_{sl}		andezite cu hornblendă și biotit, andezite cu hornblendă, andezite cu augit, diorite cuarțifere, diorite gabbrodiorite	filon, dyke, dyke semicircular, circular, circular și eliptic, pînză intruzivă	sulfuri polimetalice aurifere (Voia — Almașul de Mijloc), pirită (Săliștioara — Tîrnăvița)
Austrică	— subsidență — reactivarea acelorași fracturi	— erupții liniare cu activitate permanent efuzivă de intensitate redusă și explozivă accentuată — vulcani piroclastici și stratovulcani	bazalte, dolerite, piroclastite	filon, cuverturi de lave și piroclastite	
Chimerică nouă	— subsidență — reactivarea fracturilor I_p, II_p, I_s, I_{sl}	— erupții liniare cu slabe revărsări de lave și activitate permanent explozivă de intensitate ridicată — vulcani micști și piroclastici	granite, granodiorite, diorite, diorite, piroclastite bazaltice și andezitice	filon, dyke, cuverturi de lave și piroclastite	hematit și pirită
Chimerică veche	— subsidență — diastrofism ruptural profund — creerea fracturilor I_p, II_p, I_s, I_{sl}	— erupții liniare cu activitate permanent efuzivă de intensitate accentuată — vulcani de lave și stratovulcani	piroxenite, gabbrouri, ankaramite, bazalte, dolerite piroclastite	pînză intruzivă, filon, dyke, cuverturi de lave și piroclastite	magnetit titanifer și pirită

1962) şi spre est, în Munţii Trascăului (P. Ghiţulescu şi M. Borcoş, 1966). La nord şi sud de această fractură apar altele (I_s, I_{sl}, II_p), cu aceeaşi orientare, dar mai puţin importante.

Metalogeneza magmatitelor de vîrstă antejurasic superior, la nivelul actual de eroziune, este reprezentată prin gabbrouri cu magnetite slab titanifere (3,6% TiO_2, Buneşti) şi depuneri de pirită slab dezvoltate.

Rocile formate în această perioadă au creat în fosă condiţii favorabile instalării recifilor coralieri, materializaţi astăzi prin cordiliera calcaroasă jurasic superioară dintre Dealul Mare şi valea Ampoiului. În zona vulcanismului terţiar dintre Bratia — Voia, la est, şi Sălişte — Trestia, la vest, această cordilieră este afundată tectonic şi acoperită de vulcanite şi depozite sedimentare terţiare.

În stadiul chimeric nou, în această parte a Munţilor Metaliferi au loc importante fenomene de tectogeneză, caracterizate prin reactivarea fracturilor anterioare (I_p, II_p, I_s, I_{sl}) şi crearea altora. În aceste noi condiţii, magmatismul ofiolitic se caracterizează prin erupţii liniare de magme predominant salice şi revărsări de lave.

Spre deosebire de cea anterioară, activitatea vulcanică este predominant explozivă, de intensitate ridicată, cu slabe revărsări de lave, rezultînd vulcani piroclastici sau micşti. Produsele emise, la început bazaltice (piroclastite bazaltice, bazaltice-andezitice), apoi pronunţat mai acide în partea finală (piroclastitele andezitelor cu augit şi hornblendă sau hornblendă, albitofire, riolite etc.), îngroapă sub ele, în bună parte, culmile calcaroase jurasic superioare din Măgura Băiţei şi Dealul Moşului (Almaşul Mic). Acest fapt, pentru prima dată remarcat de către noi, confirmă, pe de o parte, continuarea în această parte a Munţilor Metaliferi a vulcanismului ofiolitic, iar pe de altă parte asemănarea lui cu cel din Munţii Drocea (H. Savu, 1968).

Un fapt nou şi cu totul deosebit este prezenţa pe aliniamentul fracturii I a unor brecii heterolitice pe suprafeţe neobişnuit de mari, uneori pînă la 4,5 km², alcătuite din roci ofiolitice jurasic inferioare, precum şi din granite şi granodiorite cunoscute pînă acum numai ca elemente remaniate în depozitele sedimentare cretacic inferioare din bazinul văii Ampoiului (I. Berbeleac, 1968). Aceste brecii s-au format probabil în faza chimerică nouă, prin combinarea forţelor tectonice cu fenomene intense de fluidizare, aşa cum au fost descrise în regiunile Irlandei de vest şi Islandei (Coc Konereth, 1966; C. R. Selley, 1966, W. A. Parsons, 1960).

Metalogeneza magnetismului ofiolitic jurasic superior cuprinde depuneri sporadice de hematit şi pirită.

În cretacicul inferior, ca urmare a unor fenomene de subsidenţă, în regiunile situate la nord de Luncoiul de Sus — Curechi — Almaşul de Mijloc şi la sud de Săliştioara — Măgura — Roşia — Fîntînele se instalează un domeniu marin cu slabe manifestări magmatice. În aceste regiuni, depozitele barremian — apţiene cuprind mici intercalaţii de roci piroclastice bazaltice, spilitizate, care nu se mai întîlnesc în ceilalţi termeni superiori ai cretacicului inferior. Deci, în apţian magmatismul ofiolitic îşi încetează activitatea.

Regiunea centrală a Munţilor Metaliferi trece în substadiul structural austric prin intense frămîntări. Regiunile situate la nord şi sud

de fracturile I_p, II_p se scufundă, favorizînd transgresiunea mării cretacic superioare, care cuprinde de această dată și cristalinul insulei Rapolt.

În substadiul de cutare laramic se formează fracturi sigmoidale orientate N 40—80° E. Pe acestea au fost antrenate din adîncime magme sialice care au dat în regiunea Bunești — Poiana filoane, pînze intruzive, dykuri simple, circulare, semicirculare și eliptice de diorite cuarțifere, gabbrodiorite și andezite cu hornblendă și biotit sau cu hornblendă și augit. Dintre acestea numai rocile dioritice au fost semnalate de cercetătorii anteriori (T. P. Ghițulescu și M. Socolescu, 1941). Aceste roci alcătuiesc un complex magmatic de tip central, întocmai ca și în unele regiuni din Sudan, Rodezia, Malawi și Kazahstanul central (V. E. Svesnikova, 1968).

Din cele prezentate, reiese că în partea centrală a Munților Metaliferi diferențiatele magmatismului banatitic sînt lipsite de termenii acizi întîlniți în Drocea, Bihor și Masivul Vlădeasa (D. Giușcă și colab., 1966).

Soluțiile hidrotermale de afiliație banatitică au circulat pe fracturi și pe contactele dintre roci, dînd filoane mineralizate cu sulfuri polimetalice de dimensiuni reduse, discontinui, orientate NE—SV. Aceste mineralizații se dispun în două cîmpuri filoniene: un cîmp estic, situat în regiunea Voia — Bunești — Almașul de Mijloc, și unul vestic, în regiunea Nevoiași — Săliștioara — Dealul Mare — Tîrnăvița (tabelul nr. 1).

Cîmpul estic, în care predomină sulfurile polimetalice, cu conținuturi subordonate de Au și Ag, are tendință de efilare spre NE (Almașul Mare), pe cînd cel vestic, cu mineralizație predominant piritoasă, se lărgește la Săliștioara, către Dealul Mare și Tîrnăvița.

Mineralele de gangă din cîmpul estic prezintă două asociații: baritină — cuarț — sideroză — rodocrozit — calcit și cuarț — calcit. În cîmpul vestic nu s-a întîlnit decît cea de a doua asociație.

După faza de cutare laramică, între eocen și helvețian, partea centrală și sudică a Munților Metaliferi a fost exondată; de aceea, stabilirea evoluției geologice a acestei regiuni este anevoioasă. Presupunem că în faza de cutare pireneiană s-au produs unele afundări ale părții centrale din acești munți, după un aliniament orientat NV—SE corespunzător bazinului de sedimentare Brad — Săcărîmb.

Activitatea magmatică ce însoțește această fază este redusă și concretizată prin filoanele de lamprofire din regiunea Vălișoara — Bunești.

Mineralizațiile corespunzătoare se grupează într-un cîmp filonian în care predomină asociația sulfurilor polimetalice cu Cu, Pb și Zn.

În substadiul stiric, datorită unui diastrofism ruptural intens marcat prin crearea fracturilor A, B, C, orientate NV—SE, zona actualului bazin Brad — Săcărîmb se afundă. Acum apar primele manifestări ale vulcanismului neogen, caracterizat prin andezite amfibolice de Fața Băii și riodacite de Băița (Gr. Cioflica și colab., 1966 *b*; I. Berbeleac, 1966). Vulcanii din această perioadă au avut o activitate efuziv-explozivă.

În tortonian, paralel cu subsidența și colmatarea bazinului Brad — Săcărîmb, au loc importante erupții vulcanice cu activitate permanent explozivă în tortonianul inferior și mediu și efuziv-explozivă în tortonianul superior.

Materialul eruptiv provenit din denudarea structurilor vulcanice, cît şi din proiecţiile subaeriene, sedimentat în tortonianul superior, alcătuieşte un complex vulcano-sedimentar bine dezvoltat în regiunea Sălişte — Hărţăgani (Gr. Cioflica şi colab., 1966 *b*; I. Berbeleac, 1966) şi Voia[1].

Vulcanitele tortoniene cuprind următoarele tipuri de roci: tufuri dacitice şi riodacitice, dacite (Ciinel), andezite cu hornblendă, andezite cuarţifere cu hornblendă şi andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (tabelul nr. 2).

Tabelul

Evoluţia magmatismului terţiar în partea centrală

Faza de cutare	Evoluţia tectonogenetică	Magma: activitatea vulcanică şi tipul de vulcani
Valahică Atică	— colmatarea şi exondarea Bazinului Brad — Săcărîmb — subsidenţă în partea sudică a geosinclinalului — reactivarea tuturor liniilor de fracturi şi creerea fracturii centrale D	— activitate centrală, efuziv-explozivă — vulcani micşti şi explozivi
Moldavică	— subsidenţă şi colmatarea accentuată a Bazinului Brad — Săcărîmb — reactivarea fracturilor vechi	— activitate efuziv-explozivă — vulcani micşti şi piroclastici
Stirică	— subsidenţă în zona Bazinului Brad — Săcărîmb — diastrofism ruptural intens; formarea fracturilor A, B, C	— activitate explozivă şi efuziv-explozivă — vulcani micşti şi piroclastici

Mineralizaţiile din tortonian sînt legate genetic de dacitele de Ciinel şi de andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit. În ansamblu constituie un district cu două cîmpuri filoniene: unul în regiunea Draica — Cetraş,

[1] I. Berbeleac (1963), *Raport geologic privind cercetările speciale de sinteză în regiunea Voia — Vălişoara (Munţii Metaliferi)*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

caracterizat prin filoane cuarțoase cu sulfosăruri de argint, aur liber și sulfuri polimetalice, iar altul la Ormindea — Hărțăgani cu filoane cuarțoase-carbonatice aurifere cu sulfuri polimetalice.

În timpul sarmațianului, procesul de colmatare al bazinului sedimentar Brad — Săcărîmb se încheie. În acest timp, atît după liniile de fracturi vechi (A, B,C), cît și după cele mai noi, se produc importante erupții de magme sialice, marcînd maximul de paroxism vulcanic din Munții Metaliferi. Acum erup andezitele cuarțifere cu hornblendă și biotit de Barza, Vălișoara și Săcărîmb.

nr. 2

și sudică a Munților Metaliferi

t i s m		Metalogeneză
principalele tipuri de roci	forma de zăcămînt	parageneza caracteristică a mineralelor
andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și biotit (Zimbrița) andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit (Stirba) dacite (Cetraș) andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Săcărîmb) andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Vălișoara) andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Barza)	dyke, neck, dom endogen, spin, neck, dyke, dyke inelar, curgere, cuverturi piroclastice	zeoliți (Stirba, Gurgueții) minereu cuprifer cu telururi de aur și argint (Cordurea) minereu cuprifer (Coasta Mare), telururi de aur și argint (Săcărîmb) pirită și sulfuri polimetalice aurifere (Valea Truții, Vălișoara), aur liber (Dealul Băilor, Vălișoara) și sulfuri polimetalice aur liber, pirită și sulfuri polimetalice (Brad) sulfuri polimetalice aurifere (Băița — Crăciunești) aur liber și sulfuri polimetalice (Măgura Hondol)
andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit, andezite cu hornblendă, dacite (Cîinel)	neck, dyke, cuverturi piroclastice	sulfosăruri de argint, aur liber și sulfuri polimetalice (Săliște), aur liber, și sulfuri polimetalice (Ormindea-Hărțăgani)
tufuri dacitice tufuri riodacitice riodacite (Băița) andezite (Fața Băii)	neck, dyke, cuverturi piroclastice	

Activitatea vulcanică centrală are inițial un moment exploziv, după care urmează efuziuni de lave.

Vulcanii rezultați sînt simpli (vîrful Ancii, Măcriș, Făerag etc.) sau compuși (Dealul Băilor, Măgura Porcului, Măcieș, Barza etc.).

Mineralizațiile corespunzătoare acestor erupțiuni de andezite se deosebesc în special prin paragenezele mineralelor metalice. Districtul

asociat andezitelor de Barza cuprinde patru cîmpuri filoniene : în regiunea Brad — Hărțăgani remarcăm prezența aurului liber, alături de pirită și sulfuri polimetalice, în regiunile Băița — Crăciunești și Măgura — Hondol sulfuri polimetalice aurifere și aur liber și la Vălișoara (Dealul Băilor) aur liber și sulfuri polimetalice (tabelul nr. 2).

Andezitelor de Vălișoara li se asociază volburi cu pirită și sulfuri polimetalice aurifere (valea Truții).

În andezitele de Săcărîmb cîmpul filonian este caracterizat prin asociația telururilor de aur și argint.

La sfîrșitul sarmațianului și probabil începutul panonianului, în partea centrală a Munților Metaliferi, după linia de fractură D, au loc erupțiile dacitelor de Cetraș. În acestea sînt localizate cîmpurile filoniene de la Coasta Mare (Hondol) și de la Cordurea (Hărțăgani). Primul este caracterizat printr-o mineralizație cupriferă cu enargit, luzonit, stibioluzonit și famatinit (M. S o c o l e s c u și colab., 1963), cel de al doilea prin asociația tetraedritului, bornitului și bournonitului cu telururi de aur și argint[2].

Activitatea vulcanică se încheie prin erupții de andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit (Știrba), andezite cu hornblendă în care se dezvoltă local zeoliți, ca de pildă în partea occidentală a dealurilor Știrba și Gurguieții.

Mineralizațiile cîmpurilor filoniene terțiare s-au depus din soluții hidrotermale, în condițiile substadiilor mezotermal și epitermal.

În partea sudică a Munților Metaliferi, în zona fracturilor terțiare din regiunea Mada — Băcîia, Gioagiu Băi — Bobîlna — Rapolțel, Banpotoc — Hărău și Boholt, se întîlnesc aureole mofetice cu izvoare minerale carbogazoase reci și calde.

Luînd în considerație suprafețele de aflorare a neckurilor și dykurilor aparatelor vulcanice dispuse pe aliniamentele de erupție ale andezitelor de Barza din regiunea Brad, vîrful Teascului — valea Hondolului și vîrful Porcurea — Săcărîmb, ajungem la concluzia că există o legătură directă între mărimea acestor suprafețe și importanța zăcămintelor metalifere. Astfel, la nivelul actual de eroziune, numărul cel mai mare de zăcăminte se află în zonele unde suprafețele înrădăcinărilor rocilor eruptive sînt mai mari (Brad, Săcărîmb, Hondol, Măgura).

DIE TEKTONISCHE, MAGMATISCHE UND METALLOGENETISCHE ENTWICKLUNG DES ZENTRALEN UND SÜDLICHEN TEILS DES ERZGEBIRGES (MUNȚII METALIFERI)

ZUSAMMENFASSUNG

Der zentrale und südliche Teil des Erzgebirges besteht aus kristallinen Schiefern, Ablagerungsgesteinen so wie mesozoischen und tertiären Erstarrungsgesteinen.

[2] I. B e r b e l e a c, O l g a I o n e s c u (1964), *Raport geologic privind prospecțiunile pentru minereuri de mercur, telur, aur și argint în regiunea Săliște — Hărțăgani (Munții Metaliferi)*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

Die kristallinen Schiefer, die südlich von Săcărîmb, bei Rapolt, erscheinen und dem Grünschieferfazies eingeordnet werden können, bilden einen W—NO ausgerichteten Sattel von großer Ausdehnung. Im Rahmen der kristallinen Schiefer lassen sich vier Gesteinskomplexe unterscheiden: ein kalkhaltiger, ein kalk- und kieselhaltiger, Phyllite und Konglomerate und ein porphyroider Komplex. In den beiden letztgenannten Komplexen treten Gangvererzungen hydrothermal-metamorphisierten Ursprungs auf. Genetisch gesehen, sind diese Vererzungen mit den sauren metamorphisierten Magmagesteinen in Verbindung zu bringen. Die Erzgänge erstrecken sich über ein gut abgrenzbares Gebiet, wobei zwei Erzgangfelder zu unterscheiden sind.

Die Ablagerungsgesteine sind durch Kalkstein aus dem oberen Jura vertreten, kalkige Konglomerate und Flyschformationen aus der niederen und oberen Kreide, sowie kieselige Konglomerate, Sandstein, Mergel, Vulkanische Tuffe und Tuffite aus dem Mediterran.

Die Eruptivgesteine des zentralen und südlichen Teils des Erzgebirges verdanken ihre Entstehung dem ophiolitischen, banatitischen und tertiären Magmatismus.

Der ophiolitische Magmatismus begann im unteren Jura und endete in der Unterkreide (Apt).

Das Magma des unteren Jura führte zur Entstehung von basischen und ultrabasischen Differentiationsprodukten (Basalte, Dolerite, basische Auswürflinge, Gabbros bzw. Ankaramite, Piroxenite).

Im oberen Jura entstanden saure und intermediäre Magmagesteine (Granite, Granodiorite, Riolite bwz. Diorite, Andesite), während sich in der Unterkreide erneut basische Gesteine bildeten (Basalte, basische Auswürflinge).

Die ophiolitischen Magmamassen drangen in die oberen Schichten der Erdkruste durch Spalten I, IIp, Is, Isl und die auf diese Weise entstandenen Vulkane hatten im unteren Jura eine effusive Tätigkeit, während im oberen Jura und in der unteren Kreide die Ausbrüche explosiver Natur waren.

Im zentralen und südlichen Teil des Erzgebirges ist die Metallogenese des ophiolitischen Magmatismus von geringer Bedeutung (Gabbros mit titanhaltigen Magnetiten).

Entlang der NO—SW ausgerichteten Spalten des Typs II, treten in der Gegend von Bunești — Poiana — Almășel de Mijloc zahlreiche Gänge und Dyks zu Tage. Die Gesteinsgänge bestehen aus: Quarzdiorit, Gabbrodiorit, Andesit mit Hornblende, Andesit mit Hornblende und Biotit, Andesit mit Augit. Genetisch sind diese Ganggesteine als Produkte des banatitischen Magmatismus anzusehen.

Die Vererzungen des banatitischen Magmatismus bilden zwei Erzgangfelder: ein östliches, das aus Metallsulfiden besteht (Gold und Silber sind dabei untergeordnet) und ein westliches, das sich in der Hauptsache aus Eisenkies zusammensetzt.

Im Paläogen bildeten sich in den NW—SO orientierten Spalten Lamprophyrgänge und Vererzungen von Metallsulfiden, deren Verbreitung jedoch von ganz geringem Ausmaß ist.

Der tertiäre Vulkanismus beginnt im Helvet und endet wahrscheinlich im Panon. Die vulkanische Tätigkeit ist bis ins obere Torton vorherr-

schend explosiver Natur; danach beginnen die Ausbrüche einen effusiv-explosiven Charakter zu tragen. Die entstandenen Vulkane gehören demnach zweierlei Typen an: Lockervulkane und gemischte Vulkane.

Der Reihenfolge der Effusionen nach, umfassen die tertiären Vulkanite folgende Gesteinstypen: Andesite mit Hornblende (Faţa Băii), Riodazite (Băiţa) im Helvet, Dazite und Riodazite im unteren und mittleren Torton, Dazite (Cîinel) Andesite mit Hornblende, Quarzandesite mit Hornblende ± Biotit, Quarzandesite mit Hornblende und Biotit im oberen Torton Quarzandesite mit Hornblende und Biotit (Barza, Vălişoara, Săcărîmb) im Sarmat, Dazite (Cetraş) Quarzandesite mit Hornblende ± Biotit (Stirba), Andesite mit Hornblende und Biotit (Zimbriţa) und Andesite mit Hornblende im Panon.

Die Metallogenese des tertiären Vulkanismus umfaßt sechs Gebiete mit elf Erzgangfeldern, in denen folgende Assoziation von metallhaltigen Mineralien auftreten: Silbersulfosalze mit gediegenem Gold und Sulfiden, gediegenes Gold und Sulfide, gediegenes Gold, Eisenkies, Sulfide; Eisenkies, untergeordnet Gold und Sulfide, Gold - und Silbertelluride mit Eisenkies und Sulfiden, Kupfererze mit oder ohne Gold - und Silbertelluriden und Zeolithen.

Im südlichen Teil des Erzgebirges entlang den tertiären Spalten, traten zahlreiche Mofetten und warme und kalte Mineralwasserquellen zu Tage, deren CO_2 -, CO - und Ra - Gehalt sehr reich ist. Diese Gase stellen die letzten Differentiationen des tertiären Magmatismus dar.

BIBLIOGRAFIE

Berbeleac I. (1966), *Consideraţii privind vîrsta eruptivului terţiar din regiunea Porcurea — Săliste — Hărţăgani (Munţii Metaliferi)*, D.S., **LII**.

— (1969), *Aspecte structurale şi metalogenetice în insula cristalină Rapolt*, D.S., **LIV/4**.

— (1968), *Asupra unor elemente de roci intruzive remaniate în depozitele Cretacicului inferior din regiunea Valea Mică — Prisaca Ampoiului (Munţii Metaliferi)*, D.S., **LIV/1**.

Borcoş M., Gheorghiţa I., Boştinescu S., Matieş P. (1966), *Consideraţii asupra unor manifestări magmatice neogene cu caracter linear în Munţii Metaliferi şi asupra structurii aparatului vulcanic Haneş*, D.S. ,**XLIV**, partea a II-a.

Borcoş M., Manilici V. (1965), *Geothermometric analysis — a criterion for the determination of thermodynamic conditions of hydrothermal mineralization*, Symp., postmag.Dep., **II**, Praga.

Bleahu M., Lupu M. (1963), *Date noi asupra evoluţiei şanţului Metaliferilor*, VI-em Cong. Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Varşovia.

Cioflica Gr. (1962), *Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Căzăneşti — Ciungani (Munţii Drocea)*, An. Com. geol., **XXXII**.

Cioflica Gr., Jude R., Udubaşa G.G., (1966*a*), *Caracterele structurale şi mineralogice ale complexelor filoniene de la Măgura — Troiţa (Munţii Metaliferi)*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Séria geologie, **11**, *2*.

Cioflica Gr., Istrate Gh., Popescu G., Udubaşa G. (1966*b*), *Contribuţii la cunoaşterea produselor vulcanice din regiunea Hărţăgani — Trestia (Munţii Metaliferi)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

Cioflica Gianina, Popescu Gh. (1966), *Biozonarea depozitelor tortoniene în bazinul Brad — Săcărîmb*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **II**, *2*.

Giuşcă D. (1934), *Note préliminare sur la genèse du gisement aurifére de Săcărîmb*, Bull. Lab. Min. Gen., Univ. Bucureşti, **I**.

— (1936 *a*), *Nouvelles observations sur la mineralisation des filons aurifères de Săcărîmb (Nagyág)*, Ac. Roum., Bull. Sect. Sc., **XVIII**, *3—5*.

— (1936 *b*), *La genèse du gisement aurifère de Săcărîmb*. C. R. Ac. Sc. Roum., **I**, *3*.
— (1938), *Le chimisme de la nagyagite*, Bul. Soc. rom. geol., **III**.
GIUȘCĂ, D., CIOFLICA GR., SAVU H. (1962), *Vulcanismul mezozoic din Munții Apuseni*, Cong. V., Asoc. carp. balc., **II**.
GIUȘCĂ D., CIOFLICA GR., SAVU H. (1965), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. geol., **XXXV**.
GIUȘCĂ D., SAVU H., BORCOȘ M. (1966), *Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
GHIȚULESCU P., SOCOLESCU M., (1935), *Relation entre la tectonique et la metallogenése dans le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni (Roumanie)*, Cong. intern. Mines VII, Sect. Géol. appl.
— (1941), *Etude géologique et minière des Monts Métalifères*, An. Inst. geol., **XXI**.
GHIȚULESCU P., BORCOȘ M. (1966), *Încadrarea funcțională a magmatismului alpin în Munții Metaliferi*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.
HELKE H. (1938), *Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens, unter besonderer Berücksichtigung des Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes*, Archiv. f. Lagerstättenforschung, *66*.
IANOVICI V. (1938), *Étude petrographique et chimique des dacites de Draica (depart. de Hunedoara)*, An. Sc. Univ. Iassy, **XXIV**.
LUPU M. (1965), *Quelques considération sur les phases du diastrophisme dans le sillon des Monts Métaliferes*, VII-éme. Congr. Assoc. Géol. Carp. Balk., Sofia.
KENERETH COE (1966), *Intrusive tuffs, of Vest Cork Ireland. The Quarterly journal of the geological sosiety*, Londra, **122**, *495*, partea I.
MACOVEI G., ATANASIU I. (1931), *L'evolution géologique de la Roumanie, Crétacé*, An. Inst. geol. Roum., **XVI**.
PAPIU V.C. (1953), *Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni)*, Bul. șt. Acad. R.P.R., **V**, *1*.
PARSONS H.W. (1960), *Origin of Tertiary vulcanic Brecias, Wyoming*, Intr. Geol. Congres. Raport of The Twenty. First Session. Norden Part. III. 1960, Compenhaga.
RĂDULESCU D. (1961), *Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R.*, Congr. V. Asoc. carp. -balc., partea a V-a.
SAVU H. (1962 *a*), *Chimismul vulcanitelor jurasic superioare — cretacic inferioare din Munții Drocea*, D.S. Com. geol., XLVII (1959—1960).
— (1962 *b*), *Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea*, An. Com. geol., **XXXII**.
— (1968), *Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoiques de Roumanie*, An. Com. geol., **XXXVI**.
SELLEY C.R. (1966), *Tertiary Fomaroles on the Island of Raasay, Inverness — Shire*, Geol. Mag., **6**, *103*.
SOCOLESCU M., BONEA L., HAIDUC P. (1963), *Contribuții la cunoașterea mineralizației cuprifere de la Pîrîul lui Avram*, Rev. minelor, **XIV**, *9*.
SVESNIKOVA V.E. (1968), *Strukturnîe osobennosti magmaticeskih komplexov țentralnogo tipa sviazanni s kolitevîmi razlomani*, Iz. Ak. Nauk S.S.S.R., Seria geol., **10**.

Primit la redacție la 5 martie 1969

Întreprinderea geologică de prospecțiuni
a
Ministerului Industriei Miniere
și Geologiei

CONTRIBUȚII PRIVIND DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR RADIOACTIVE ÎN ȘISTURILE CU GRAFIT DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

G. PITULEA și MARIA LEMNE

55(05)

Cercetările efectuate în ultimii ani (V. Ianovici și G. Pitulea, 1965; V. Ianovici, G. Pitulea și M. Lemne, 1966 și 1967) privind distribuția elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Orientali au arătat că variatele tipuri de roci cu conținut de grafit (șisturi grafitoase, șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase cu grafit, cuarțite și șisturi cuarțitice grafitoase, calcare grafitoase etc.) manifestă o predilecție în concentrarea uraniului, față de șisturile terigene lipsite de substanță cărbunoasă.

Pentru a se putea trage unele concluzii de ordin teoretic în procesul de cercetare geologică, ne-am pus întrebarea dacă variația distribuției uraniului în aceste roci este legată de natura lor petrografică, de concentrația de carbon care o conțin, de poziția lor în scara stratigrafică, de distribuția față de sursa de uraniu etc.

S-ar ivi astfel posibilitatea de a caracteriza diferite momente în evoluția unui geosinclinal în care s-au format depozite purtătoare de substanță cărbunoasă (determinarea unor momente cînd aportul de uraniu a fost mai accentuat, direcția de transport etc.), de a folosi șisturile grafitoase cu conținuturi mai mari de uraniu ca un indiciu al apropierii unei surse bogate în acest element sau de a folosi metoda radiometrică pentru stabilirea impurităților de carbon (de exemplu în argilele refractare). Pe baza radioactivității diferite a șisturilor grafitoase față de mineralizațiile de sulfuri polimetalice din Carpații Orientali (cantonate în complexul vulcano-sedimentogen) pe care adesea le talonează, s-ar putea evita erorile care se obțin prin prospecțiunile geofizice cu metoda polarizației naturale.

Șisturile cu grafit se dezvoltă în tot lungul Carpaților Orientali și apar la diferite nivele în cuprinsul seriei de Tulgheș. Probele analizate au

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 341–350, București, 1970

fost colectate din această serie, începînd de la graniţa nordică a ţării pînă la paralela Gheorghieni.

PREZENTAREA SUMARĂ A SUCCESIUNII STRATIGRAFICE A SERIEI DE TULGHEŞ

Seria de Tulgheş este alcătuită din două complexe : terigen şi vulcano-sedimentogen.

Complexul terigen este format în partea sa inferioară dintr-o alternanţă de şisturi sericito-grafitoase, şisturi grafitoase, şisturi clorito-sericitoase, cuarţite sericitoase şi rare intercalaţii de şisturi tufogene acide şi bazice. În regiunea Cîrlibaba — Vatra Dornei, în baza complexului, se dezvoltă benzi de metaconglomerate.

Peste partea inferioară urmează orizontul cuarţitelor negre cu mangan.

Partea superioară a complexului este constituită dintr-o alternanţă de cuarţite grafitoase, calcare cristaline ± grafit şi şisturi grafitoase şi sericito-grafitoase.

Complexul vulcano-sedimentogen este reprezentat în bază printr-o alternanţă de şisturi sericito-cloritoase, şisturi sericitoase cuarţitice, şisturi sericito-cloritoase, şisturi grafitoase şi sericito-grafitoase şi metatufuri bazice. Urmează un orizont de metatufuri şi metatufite acide (orizontul porfirogenelor inferioare), peste care se suprapune un orizont cu alternanţe de şisturi sericito-cloritoase, şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, metatufuri bazice, şisturi cloritoase şi sericito-cloritoase mineralizate sporadic cu sulfuri polimetalice, care de obicei au în bază un nivel discontinuu de şisturi grafitoase.

Un nou orizont de metatufuri şi metatufite acide cu separaţii de hälleflinta (orizontul porfirogenelor superioare), care uneori se îndinţează cu calcare cristaline (regiunea Cîrlibaba) şi care de obicei suportă şisturi sericito-cloritoase cuarţitice şi şisturi cu porfiroblaste de albit, încheie acest complex (G. Pitulea, 1967).

Pentru a avea o imagine a variaţiei conţinutului uraniului (este vorba de concentraţii clarkeice) pe verticală, s-au colectat probe din partea inferioară, mediană şi superioară a complexului terigen şi din partea bazală şi cea dintre cele două orizonturi de porfirogene a complexului vulcano-sedimentogen.

METODA DE LUCRU ŞI ANALIZA REZULTATELOR

Determinările de uraniu şi thoriu s-au executat la selectorul cu 400 canale SA-4OB, folosindu-se un cristal de scintilaţie de Na I cu dimensiunile de 45 mm/45 mm. Domeniul de selecţie s-a stabilit la 4v (200 canale), iar lărgimea canalului la 8,26 Kev.

Probele colectate au avut în medie 2 kg. Ele s-au concasat, mojorat, mediat şi au fost plasate în incinta de măsură, în cantităţi oscilînd între 400 şi 600 grame. Incintele umplute cu probe au fost etanşeizate timp de 20 de zile pentru atingerea echilibrului radioactiv Ra-Rn.

Energiile pe care s-au identificat uraniul şi thoriul au fost : 0,097 Mev (UX_1) şi 0,238 Mev (ThB). Rezultatele au fost sistematizate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Variaţia pe verticală a distribuţiei uraniului în şisturile cu grafit din seria de Tulgheş (Carpaţii Orientali)

Nr. crt.	Nr. probei	Descrierea sumară a probei	Locul de colectare	U.p.p.m.	Th.p.p.m.	Observaţii
0	1	2	3	4	5	6
		A. Complexul vulcano-sedimentogen				
		a) *Între cele două orizonturi de porfirogene*				
1	154	şisturi clorito-sericitoase cu grafit	p. Moara Dracului, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	8,3	13,4	
2	639	şisturi clorito-sericitoase cu grafit	p. Moara Dracului, reg. Ostra	4,1	15,9	
3	153	şisturi sericito-cloritoase cu grafit	p. Scăldător, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	5,7	22,0	
4	152	cuarţite grafitoase	p. Cheilor, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	5,3	11,9	
5	636	şisturi sericito-cloritoase cu grafit	p. Scăldător, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	4,8	13,7	
6	156	şisturi grafitoase	p. Aluniş, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	8,8	15,0	
7	617	şisturi grafitoase	p. Cheilor, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	32	46	
8	618	şisturi sericito-cloritoase cu grafit	p. Cheilor, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	4,8	5,3	
9	631	şisturi sericito-cloritoase cu grafit	p. Scăldător, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	6,0	13,5	
10	648	şisturi grafitoase	p. Aluniş, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	6,2	22,1	
11	156	şisturi grafitoase	p. Aluniş, M-ţii Bistriţei, reg. Ostra	6,5	22	
12	159	şisturi sericito-grafitoase	p. Crucii, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	8,35	9,2	
13	669	şisturi sericito-grafitoase	p. Crucii, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea—Broşteni	3,7	12,3	
14	766	şisturi grafitoase	p. Făgeţel, M-ţii Bistriţei, reg. Tulgheş	3,8	20,6	zonă tectonizată
15	881	şisturi sericito-grafitoase	p. Negyrez, M-ţii Bistriţei, reg. Tulgheş	3,6	17,8	zonă tectonizată

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. crt.	Nr. probei	Descrierea sumară a probei	Locul de colectare	U.p.p.m.	Th.p.p.m	Observaţii
0	1	2	3	4	5	6
16	1 540	şisturi grafitoase cuarţitice	p. Bradului, reg. Tulgheş	4,06	13,47	
17	3 013	şisturi grafitoase	creasta Păltiniş — Sumuleu, M-ţii Hăghimaş, reg. Tulgheş — Bicaz	3,7	10,5	
18	1 521	şisturi grafitoase	p. Ţablei, M-ţii Dămuc, reg. Bicaz	3,57	14,66	zonă tectonizată
19	3 001	şisturi grafitoase	p. Frunţilor, M-ţii Dămuc, reg. Bicaz	4,0	23,7	
20	3 006	şisturi grafitoase	p. Străjii, M-ţii Dămuc, reg. Bicaz	8,4	1,6	
21	3 008	şisturi grafitoase	p. Piciorului, M-ţii Dămuc, reg. Bicaz	2,7	13,7	zonă tectonizată
22	1 580	şisturi grafitoase cu emanaţii de cuarţ	v. Belchia, M-ţii Hăghimaş, reg. Gheorghieni	5,9	11,3	
		b) *Sub orizontul porfirogenelor inferioare*				
23	5471	şisturi sericito-grafitoase	p. Bilbor	2,2	22,0	
24	3 019	şisturi grafitoase	v. Belchia, M-ţii Hăghimaş, reg. Gheorghieni	4,3	10,5	
25	3 020	şisturi grafitoase	v. Belchia, M-ţii Hăghimaş, reg. Gheorghieni	2,75	10,66	
26	3 021	şisturi grafitoase	v. Belchia, M-ţii Hăghimaş, reg. Gheorghieni	2,5	10,5	
27	3 022	şisturi grafitoase	p. Guşaş, M-ţii Dămuc, reg. Bicaz	1,9	1,6	zonă foarte tectonizată
28	3 023	şisturi grafitoase	p. Guşaş, M-ţii Dămuc, reg. Bicaz	3,8	14,4	
29	3 024	şisturi grafitoase	p. Guşaş, M-ţii Dămuc, reg. Bicaz	3,6	1,5	
30	6	şisturi sericito-cloritoase cu grafit	p. Medvej, M-ţii Maramureş, reg. Poienile de sub Munte	3,1		
			B. Complexul terigen			
			a) *Partea superioară*			
31	723	şisturi sericito-cloritoase + grafit	p. Bărnărel, reg. Crucea — Broşteni	4,9	4,7	
32	2	şisturi grafito-sericitoase	v. Bardii, M-ţii Maramureş, Poienile de sub Munte	1,7		zonă de falie
33	9	şisturi sericito-grafitoase	v. Bistrei, M-ţii Maramureş, reg. Pop Ivan	3,0	—	
34	11	şisturi sericito-grafitoase	v. Bistrei, M-ţii Maramureş, reg. Pop Ivan	10,9	16,8	

35	12	şisturi sericito-grafitoase	v. Bistrei, M-ţii Maramureş, reg. Pop Ivan	6,9	12,8	
36	25	calcare cristaline grafitoase	creasta Polonica	2,3	2,4	zonă tectonizată (falie)
37	32	şisturi sericito-cloritoase + grafit	v. Vaser, M-ţii Maramureş, reg. Vişeu	1,3	7,5	
38	158	şisturi cuarţitice-grafitoase	P. Cailor, M-ţii Bistriţei, reg. Fundul Moldovei — Pojorîta	8,2	8,0	
39	653	cuarţite grafitoase	P. Cailor, M-ţii Bistriţei, reg. Fundul Moldovei — Pojorîta	4,8	13,7	
40	662	cuarţite grafitoase	p. Crucii, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	8,4	5,0	
41	663	şisturi grafito-sericitoase	p. Crucii, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	4,2	23,0	
42	672	cuarţite grafitoase	p. Crucii, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	6,5	5,5	
43	161	şisturi grafito-sericitoase	p. Bărnărel, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	20,2	6,5	
44	683	cuarţite grafitoase	p. Bărnărel, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	16,5	2,5	
45	167	şisturi grafitoase	p. Ursului, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	5,8	—	
46	584	cuarţite grafitoase	p. Bărnărel, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	8,9		
47	1 516	cuarţite grafitoase	p. Borsec, M-ţii Bistriţei, reg. Tulgheş	14,6	1,6	
			b) *Partea mediană*			
48	17	şisturi sericito-grafitoase	v. Vaser, M-ţii Maramureş, reg. Vişeu	4,6		
49	642	şisturi sericito-grafitoase + clorit	creasta Obcina Flociastcă, M-ţii Bistriţei, reg. Pojorîta	2,5	14,7	
50	739	cuarţite negre cu mangan	p. Holdiţei, M-ţii Bistriţei, reg. Broşteni	2,2	4,1	
51	812	calcare cristaline cu grafit	v. Neagra Broştenilor, M-ţii Bistriţei, reg. Broşteni	1,1	0,2	
			c) *Partea inferioară*			
52	813	şisturi grafitoase	p. Neagra Broştenilor, M-ţii Bistriţei, reg. Broşteni	2,4	10,4	
53	3 016	şisturi sericito-grafitoase	p. Mogoşbiu, M-ţii Hăghimaş, reg. Gheorghieni	1,4	12,1	
54	3 017	şisturi sericito-grafitoase	p. Mogoşbiu, M-ţii Hăghimaş, reg. Gheorghieni	2,3	16,3	
55	3 018	şisturi sericito-grafitoase	p. Mogoşbiu, M-ţii Hăghimaş, reg. Gheorghieni	1,0	21,9	zonă tectonizată

Din acest tabel s-a impus concluzia că în cuprinsul seriei de Tulgheş se pot separa diferite nivele în care concentraţia uraniului este diferită, indiferent de variaţia naturii petrografice a rocilor cu conţinut de grafit.

Astfel, în complexul terigen se disting trei momente : unul în partea inferioară, unde conţinutul în uraniu este foarte mic, variind între 1 p.p.m. (pr. 3 018) şi 2,3 p.p.m. (pr. 3 017), al doilea la nivelul cuarţitelor negre cu mangan, unde concentraţia este ceva mai mare, variind între 1,1 p.p.m. (pr. 812) şi 4,6 p.p.m. (pr. 17), şi al treilea la partea superioară a complexului, unde concentraţia uraniului creşte vizibil, variind între 4,2 p.p.m. (pr. 663) şi 20,2 p.p.m. (pr. 161).

Raportînd rezultatele analizelor la natura petrografică a complexului, s-a constatat că valorile cele mai mari s-au obţinut pe cuarţitele grafitoase (tabelul nr. 2).

Se pare că aciditatea ridicată a acestor roci se însumează cu afinitatea materiei cărbunoase pentru uraniu.

Tabelul nr. 2

Conţinuturile în U.p.p.m. a cuarţitelor grafitoase

Nr. crt.	Nr. probei	Descrierea sumară a probei	Locul de colectare	U.p.p.m.	Complexul din care s-a colectat
1	158	cuarţite grafitoase	P. Cailor, M-ţii Bistriţei, reg. Fundul Moldovei — Pojorîta	8,2	terigen superior
2	12	şisturi sericito-grafitoase cuarţitice	v. Bardii, M-ţii Maramureş, Poienile de sub Munte	6,9	terigen superior
3	683	cuarţite grafitoase	p. Bărnărel, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	16,5	terigen superior
4	684	cuarţite grafitoase	p. Bărnărel, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	8,9	terigen superior
5	662	cuarţite grafitoase	p. Bărnărel, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	8,0	terigen superior
6	672	cuarţite grafitoase	p. Bărnărel, M-ţii Bistriţei, reg. Crucea — Broşteni	6,5	terigen superior
7	1 516	cuarţite grafitoase	p. Borsec, M-ţii Bistriţei, reg. Tulgheş		terigen superior

Cîteva probe (9,32,2) au indicat conţinuturi sub 3 p.p.m., asemănător cu nivelele inferioare. Explicaţia este dată de faptul că aceste probe au fost colectate din zone tectonizate, unde, aşa cum s-a arătat (V. Ianovici, G. Pitulea şi Maria Lemne, 1967), uraniul este îndepărtat, fiind mai uşor levigabil decît thoriul.

În complexul vulcano-sedimentogen se disting două momente de concentraţie diferită a uraniului : unul, situat sub orizontul porfirogenelor

inferioare, unde valorile variază între 2,5 p.p. m. (pr. 3 021) și 4,3 p.p. m. (pr. 3 019), și al doilea, situat între cele două orizonturi de porfirogene, unde concentrația în uraniu este mult mai mare, variind între 4,06 p.p.m. (pr. 1 540) și 32 p. p. m. (pr. 617). Cea mai mare parte din probele analizate din acest interval stratigrafic au valoarea între 5 și 9 p.p.m.

Din ambele nivele se detașează, prin valorile lor mai mici, probele colectate din zone tectonizate (pr. 3 022 — 1,9 p.p.m. — nivelul inferior și, respectiv, probele 766—3,8 p.p. m., 881—3,6 p.p.m. și 1 521—3,75 p.p.m. —nivelul dintre porfirogene).

Concentrația mult ridicată în uraniu, indicată de unele probe din complexul terigen (pr. 683—16,5 p.p.m., pr. 161—20,2 p. p. m.) și din cel vulcano-sedimentogen (pr. 617—32 p. p. m.) trebuie pusă în legătură cu o îmbogățire a sursei de alimentare în acest element.

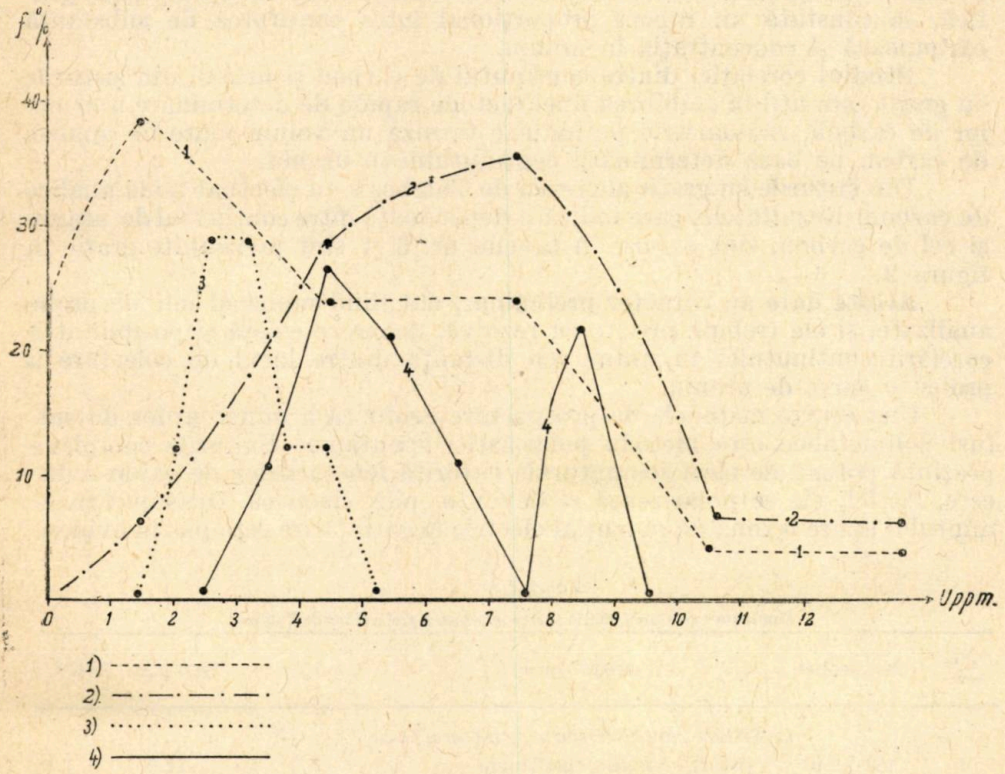


Fig. 1. — Curbele de frecvență ale concentrației de uraniu pentru diferite nivele din seria de Tulgheș.

1, Curba de frecvență pe totalul probelor din complexul terigen; *2*, curba de frecvență pentru probele din partea superioară a complexului terigen; *3*, curba de frecvență pentru nivelul din baza porfirogenelor inferioare; *4*, curba de frecvență pentru nivelul dintre porfirogene.

Din curbele de frecvență (fig. 1) obținute pentru ambele complexe (la construirea lor nu s-au inclus probele colectate din zone tectonizate) s-au constatat următoarele: curba de frecvență obținută pentru toate probele din complexul terigen are caracter bimodal, reliefîndu-se un maxim de

concentraţie mai coborîtă pentru partea sa inferioară şi mediană şi un maxim mult mai ridicat pentru partea superioară.

Totuşi, din datele de analize se desprinde o diferenţă sensibilă între partea inferioară (media 1,8 p.p.m.) şi cea mediană (media 2,3 p.p.m.). Curba de frecvenţă a părţii superioare indică o medie de 7—8 p.p. m.

În complexul vulcano-sedimentogen iese de asemenea în relief o diferenţă între concentraţia uraniului în şisturile din baza nivelului inferior de porfirogene (media 3 p. p. m.) şi cele dintre orizonturile de porfirogene, a cărui curbă de frecvenţă are însă un caracter bimodal : un maxim pentru diferitele şisturi terigene cu grafit (şisturi sericito-cloritoase cu grafit, şisturi cuarţitice cu grafit, şisturi cloritoase cu grafit etc.) (media 4—5 p. p. m.) şi un maxim pentru şisturi grafitoase (media 8—9 p. p. m.). Deci, pe lîngă o distribuţie diferenţiată a uraniului, în funcţie de poziţia în scara stratigrafică a rocilor analizate, indiferent de natura lor petrografică, se constată un raport proporţional între cantitatea de substanţă cărbunoasă şi concentraţia în uraniu.

Studiul corelaţiei dintre conţinutul de carbon şi uraniu din şisturile cu grafit este util în stabilirea unei metode rapide de determinare a urmelor de carbon, radiometric putîndu-se furniza un volum mare de analize de carbon pe baza determinării conţinutului în uraniu.

Din şisturile cu grafit ale seriei de Tulgheş s-au efectuat nouă analize de carbon. Rezultatele, care indică o dependenţă între conţinutul de uraniu şi cel de carbon, sînt expuse în tabelul nr. 3 şi sînt prezentate grafic în figura 2.

Aceste date au caracter preliminar, dat fiind numărul mic de probe analizate, şi ele trebuie privite cu rezervă, deoarece există şi posibilitatea corelării conţinutului în uraniu cu distanţa dintre locul de colectare a probei şi sursa de uraniu.

Una dintre metodele de prospectare geofizică a minereurilor de sulfuri polimetalice este metoda polarizaţiei spontane. Sulfurile complexe prezintă potenţiale electrice naturale datorită fenomenelor de oxido-reducere. Astfel, ele se polarizează şi devin o pilă electrică. Deasupra zăcămîntului apare o zonă de potenţial electric negativ, care este pus în eviden-

Tabelul nr. 3

Conţinuturi de uraniu, thoriu şi carbon pentru 9 probe din seria Tulgheş

Nr. crt.	Nr. probei	Descrierea probei	U.p.p.m.	Th.p.p.m.	C%
		a) *Şisturi cuarţitice sau cuarţite grafitoase*			
1	152 sp.p.	şisturi cuarţitice grafitoase	5,3	11,9	1,26
2	683—c	cuarţite negre grafitoase	16,5	2,5	2,7
		b) *Şisturi sericito-grafitoase+şisturi sericito-clorito-grafitoase*			
3	161 sp.p.	şisturi sericito-grafitoase	20,2	6,5	1,17
4	11 sp.p.	şisturi sericito-clorito-grafitoase	10,9	16,8	0,52
5	156 sp.p.	şisturi sericito-grafitoase	8,8	15,0	0,36
6	639—c	şisturi sericito-cloritoase+grafit	4,1	15,9	0,34
7	642—c	şisturi sericito-clorito-grafitoase	2,5	14,7	0,27
8	9 sp.p.	şisturi sericito-clorito-grafitoase	3,0	0	0,16
		c) *Şisturi negrafitoase*			
9	8 sp.p.	şist negrafitos	1,5	0	0

ță prin metoda polarizației spontane. Aceleași anomalii se obțin însă și deasupra șisturilor grafitoase, interpretarea devenind din această cauză dificilă.

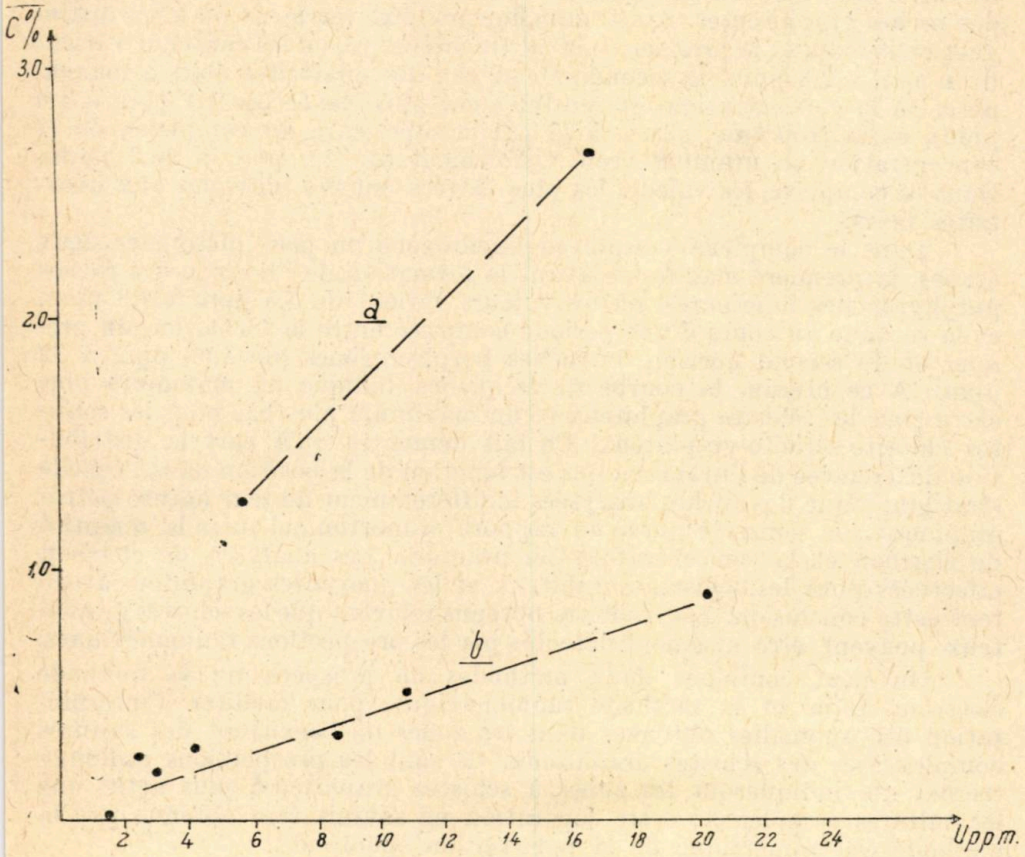


Fig. 2. — Corelarea conținutului de uraniu și de carbon în șisturi cu grafit.
a, Cuarțite grafitoase și șisturi cuarțitice grafitoase; *b*, șisturi sericito-grafitoase + șisturi sericito-clorito-grafitoase.

Rezultatele obținute demonstrează că șisturile grafitoase se pot ușor detecta prin prospecțiuni radiometrice. În consecință, suprapunerea metodei radiometrice de prospectare a sulfurilor complexe peste metoda electrometrică ar ușura interpretarea anomaliilor obținute, radiometria indicînd zonele cu șisturi grafitoase, care sînt mai active decît sulfurile complexe.

CONTRIBUTION À LA DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS RADIOACTIFS DANS LES SCHISTES GRAPHITEUX DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

On a analysé des schistes graphiteux collectés à différents niveaux de la série épimétamorphique de Tulgheș, à partir de la frontière septentrionale de la Roumanie jusqu'au parallèle de Gheorghieni.

Les résultats des analyses ont conduit à la conclusion que dans cette série on peut séparer plusieurs étapes dont la concentration en uranium est différente, indépendamment de la variation de la nature pétrographique des roches graphiteuses. Ainsi, dans le complexe terrigène on a pu distinguer trois étapes : la première à la partie inférieure, où les contenus varient de 1 ppm à 2,3 ppm, la seconde au niveau des quartzites noirs à manganèse, où la concentration est sensiblement plus élevée (de 1,1 ppm à 4,6 ppm), et la troisième, située à la partie supérieure du complexe, où la concentration en uranium croît visiblement (de 4,2 ppm à 20,2 ppm). Dans ce complexe, les valeurs les plus élevées ont été obtenues aux quartzites noirs.

Dans le complexe vulcano-sédimentogène on peut distinguer deux étapes, la première manifestée avant la formation de l'horizon des roches porphyrogènes inférieures, où les valeurs varient de 3,5 ppm à 4,3 ppm, et la seconde au cours d'une période comprise entre la formation du premier et du second horizon de roches porphyrogènes (de 4,06 ppm à 32 ppm). A ce niveau, la courbe de fréquence indique un maximum plus élevé pour les schistes graphiteux et un maximum plus bas pour les schistes chlorito-séricito-graphiteux. Ce fait démontre qu'à part la distribution différenciée de l'uranium, qui est fonction de la position dans l'échelle stratigraphique des roches analysées indifféremment de leur nature pétrographique, on constate aussi un rapport proportionnel entre la quantité de charbon et la concentration en uranium. Les analyses de charbon effectuées pour les schistes graphiteux et les quartzites graphiteux attestent cette conclusion. Les résultats obtenus relèvent que les schistes graphiteux peuvent être aisément détectés par les prospections radiométriques.

On peut combiner deux méthodes de prospection : la méthode électrométrique et la méthode radiométrique, pour faciliter l'interprétation des anomalies obtenues dans les zones où coexistent des sulfures complexes et des schistes graphiteux. Ce sont les prospections radiométriques qui indiqueront les zones à schistes graphiteux, plus actifs que les sulfures complexes ; cette séparation ne saurait être obtenue par la méthode électrométrique de la polarisation spontanée.

BIBLIOGRAFIE

Berger I. A., Deul M. (1956), *Organic geochemistry of uranium*, Proceedings of International conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, **VI.**

Ianovici V., Pitulea G. (1965), *Studii radiostratigrafice în cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **X**, *1*.

Ianovici V., Pitulea G., Lemne Maria (1966), *Contribuţii la studiul zăcămîntului de baritină de la Ostra*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Ianovici V., Pitulea G., Lemne Maria (1967), *Contribuţii la studiul răspîndirii elementelor radioactive în formaţiunile cristalofiliene din Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Jurain G. (1962), *Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'U-Ra et du Th dans les Vosges Méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'Uranium*, Thèse — Université de Nancy.

Pitulea G. (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan-Tulgheş)*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Série Géologie, **II**, *2*.

Primit la redacţie la 4 aprilie 1969

Întreprinderea geologică de prospecţiuni şi Institutul geologic al Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

RELAȚII GEOLOGICE ÎN FORMAȚIUNILE CRISTALINE ALE AUTOHTONULUI DANUBIAN DIN MUNȚII CĂPĂȚÎNII

DE

C. DRĂGHICI

55(05)

Studiile privind stratigrafia formațiunilor cristalofiliene din aria Carpaților Meridionali centrali, efectuate în ultimul deceniu, au adus un aport substanțial la descifrarea evoluției geotectonice a acestora (L. Pavelescu, 1963; L. Pavelescu și Gr. Răileanu, 1963; Marcela Codarcea-Dessila, 1964, 1965, 1966, 1967 *a*, 1967 *b* și 1967 *c*; Marcela Codarcea-Dessila și H. Savu, 1967).

Cercetările geologice efectuate în Munții Căpățînii, în regiunea izvoarelor Cernei, în formațiunile autohtonului danubian, la vest de limita cu formațiunile pînzei getice, ne-au condus la separarea pe criterii litologice și petrografice a trei serii de formațiuni cristalofiliene cu caractere specifice, bine deschise în pîraiele de la obîrșia Cernei și Luncavățului (Pîrîul Sec), dispuse în fîșii zonale, orientate în direcția sud-vest—nord-est, în următoarea succesiune de zone, de la sud-est spre nord-vest (fig. 1):

— zona masivului de granitoide Olteț-Cerna[1];

— zona de gnaise, cuarțite, șisturi amfibolice micacee retromorfozate, granite dinamometamorfozate cu injecții filoniene și migmatite;

— zona de șisturi cuarțo-clorito-sericitoase cu intercalații de sernifite, intruziuni și injecții de granite;

— zona de gnaise psamitice, cuarțite, cuarțite cu biotit, gnaise feldspatice și șisturi micacee, retromorfozate, cu injecții și intruziuni de granite de Șușița;

— transgresiv peste primele două zone de șisturi cristaline se așternu, între Pîrîul lui Arvat la sud și vîrful Funicelu la nord, o serie de formațiuni

[1] Zona cu granitoide apare numai în profil, deoarece la suprafață în extremitatea estică este acoperită de formațiunile sedimentare mezozoice și de cele ale pînzei getice.

St. cerc. geol., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 351–366, București, 1970

detritogene-carbonatice, care suportă tectonic şisturile cristaline mezometamorfice ale pînzei getice.

În urma analizării litologiei, compoziţiei mineralogice şi petrografice, a modului de dezvoltare în spaţiu şi a relaţiilor dintre şisturile cris-

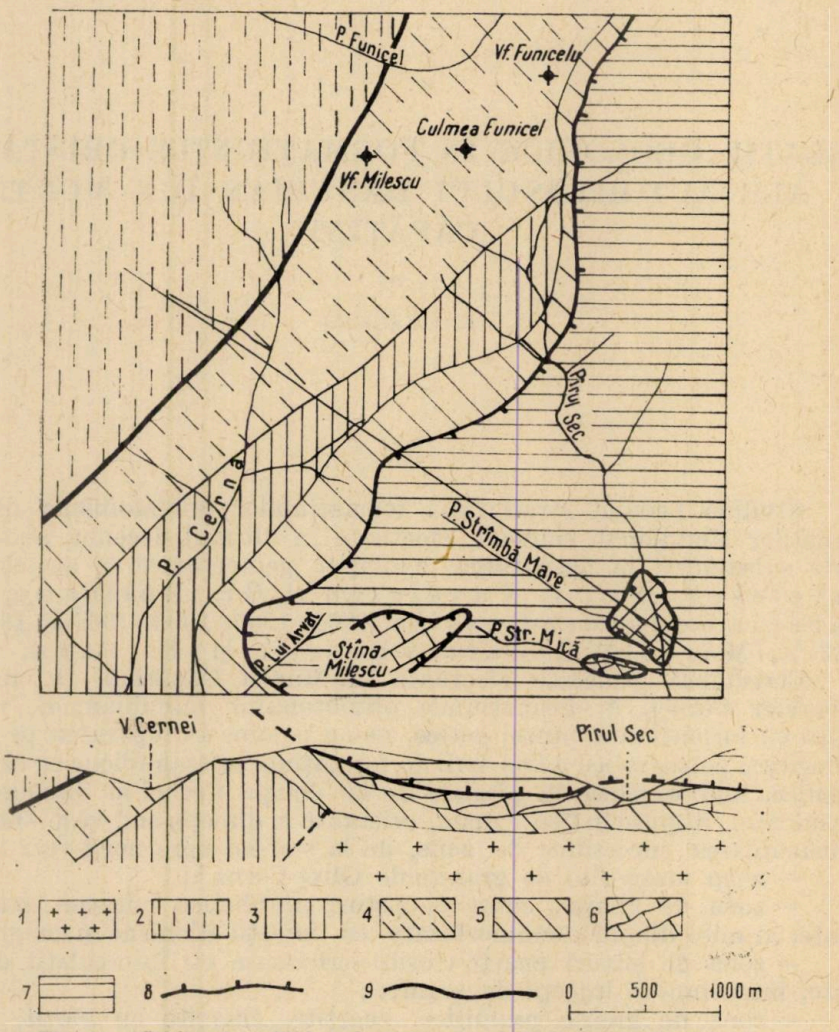


Fig. 1. — Schiţa şi profilul geologic în zona de la izvoarele Cernei.

1, Granitele de Olteţ — Cerna; *2*, şisturile cristaline ale seriei de Lainici — Păiuş (zona nord-vestică); *3*, şisturile cristaline ale seriei de Lainici — Păiuş (zona sud-estică); *4*, şisturile cristaline ale complexului clorito-sericitos, seria de Drăgşan; *5*, şisturile cristaline ale seriei de Tulişa; *6*, calcarele mezozoice autohtone; *7*, şisturile cristaline ale pînzei getice; *8*, planul de încălecare al pînzei getice; *9*, planul de contact tectonic al seriei de Lainici — Păiuş.

talofiliene şi rocile granitice din zonele menţionate, prin lumina noilor rezultate referitor la geologia formaţiunilor danubiene, am ajuns la obţinerea unei imagini structurale cu noi elemente de cunoaştere, care să per-

mită integrarea acestei regiuni în ansamblul geostructural al Carpaților Meridionali. Aceste date sînt redate succint în tabelul nr. 1 și 2 și în figura 2.

Pe marginea acestor materiale sintetice, rezultate în urma studiului de detaliu efectuat în regiune și în împrejurimile ei, către bazinele Oltețului spre sud-vest și Repedea spre nord-vest, vom prezenta cîteva considerații în legătură cu procesele de sedimentogeneză, metamorfism, magmatism și geotectonică din extremitatea sud-estică a domeniului danubian.

I. SEDIMENTOGENEZĂ

a. Formațiunile fundamentului vechi, prerifeian, din domeniul danubian, de tipul lotrianului din domeniul getic (Marcela Codarcea-Dessila, 1967 *b*), n-au fost puse în evidență pînă acum, însă caracterul inițial detritic al formațiunilor din seria de Lainici — Păiuș reclamă existența unui paleorelief, pe seama căruia s-au format acestea. Dacă relieful a fost constituit din roci magmatice sau metamorfice, este mai greu de precizat, deoarece în condițiile actuale ele sînt fie acoperite, fie transformate, în urma proceselor de antexie și palingeneză, care s-au manifestat în regiune.

b. În extremitatea nord-vestică a regiunii studiate (fig. 1), la izvoarele Cernei, se dezvoltă o alternanță de bancuri constituite din gnaise micacee, gnaise feldspatice, gnaise psamitice, cuarțite, cuarțite cu biotit, micașisturi cu granați și staurolit și șisturi amfibolice, de tipul celor întîlnite în seria de Lainici—Păiuș (G. Manolescu, 1937; St. Ghika-Budești, 1940), afectate de procese de retromorfism și metasomatoză, ele reprezentînd terminația nord-estică a unei zone mai largi, dezvoltată în valea Oltețului. Aceeași asociație este întîlnită și în zona situată la sud-est, deschisă pe valea Cernei și Pîrîul Sec, în acoperișul granitoidelor de Olteț — Cerna. Această asociație provine în cea mai mare parte din depozite epiclastice, de la grosier granulare pînă la fine, rezultate în urma unui proces de sedimentare în condiții de adîncime mică (platformă continentală) și afectată de mișcări basculare. Aceste caractere fiind similare cu cele întîlnite la șisturile din aria de dezvoltare a seriei de Lainici — Păiuș (L. Pavelescu 1959, 1963) relevă și în extremitatea estică a autohtonului danubian din Munții Căpățînii existența procesului de sedimentare de platformă continentală, care ar corespunde ca timp precambrianului în concepția lui L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1963), sau rifeanului inferior în succesiunea prezentată de Marcela Codarcea-Dessila (1966).

La izvoarele Cernei și pe un afluent al Pîrîului Sec apar blocuri în care se găsesc remaniate cuarțite, cuarțite cu biotit, gnaise feldspatice de tipul celor din seria de Lainici — Păiuș și granite, fapt ce oglindește începutul unui nou ciclu de sedimentare, transgresiv peste un fundament format din șisturi cristaline de tipul Lainici — Păiuș și granite. Șisturile clorito-sericitoase verzui cu intercalații de sernifite roșietice, care urmează peste brecia bazală, reprezintă o formațiune cu caracter vulcanogen-detritogen, similară cu cea descrisă de G. Manolescu (1937) în Munții Vîlcan sub denumirea de „seria clastică", de Gh. Paliuc (1937) sub

Tabelul

Seriile cristalofiliene din valea

Seria metamorfică	Tipurile de roci		Originea materialului	Caracterul materialului
	Premetamorfice	Postmetamorfice		
Tulişa	microconglomerate, gresii, şisturi argilogrezoase, calcare detritice, calcare	microsernifite, gnaise psamitice, şisturi sericito-cuarţoase, calcare sernifitice, calcare microcristaline,	terigen precipitaţie	grosier pînă la fin fin
Drăgşan; complexul clorito-sericitos	microconglomerate gresii, gresii argiloase sau argilite grezoase tufitice, tufuri şi argile	sernifite, şisturi clorito-sericitoase sau clorito-sericito-cuarţoase	terigen vulcanogen	grosier pînă la fin
Lainici—Păiuş	microconglomerate şi gresii cu intercalaţii de şisturi argiloase	gnaise psamitice, gnaise feldspatice, gnaise micacee, cuarţite, cuarţite cu biotit, şisturi amfibolice	terigen	grosier pînă la foarte fin

denumirea de „roci detritice tufogene" în Parîng, de L. Pavelescu (1953 şi 1963) şi de L. Pavelescu şi Maria Pavelescu (1964 *c*, 1964 *d* şi 1966) în munţii Vîlcan, Parîng, Lotru şi Retezat sub denumirea de „complexul sericito-cloritos" al seriei de Drăgşan. Materialul vulcanogen este pus pe seama unor produse de natură efuzivă, respectiv tufuri, iar materialul terigen pe seama reliefului mai vechi, el apărînd fie ca granule izolate în tipurile tufitogene, fie sub forma unor nivele de gresii şi microconglomerate. Acest ciclu de sedimentare s-ar localiza, după L. Pavelescu şi Gr. Răileanu (1963), în timpul cambrian-ordovicianului sau, după Marcela Codarcea Dessila (1966), în timpul rifeanului mediu.

Relaţiile dintre rocile acestui complex şi produsele magmatismului granitic apar mai complicate decît ne aşteptam. Brecia bazală remaniază granite aparţinînd unei generaţii mai vechi şi este străbătută şi injectată de granite aparţinînd unei generaţii mai tinere. Înclinăm pentru acest complex spre o vîrstă care s-ar situa în intervalul rifean superior-cambrian.

d. Un nou ciclu de sedimentare este evidenţiat în regiune prin seria carbonato-sernifitică dintre Pîrîul lui Arvat şi vîrful Funicel, transgresivă şi discordantă peste cele anterioare. Această serie este reprezentată prin depuneri de platformă continentală, într-o zonă de îndinţare a faciesului detritic cu faciesul carbonatic. Prin similitudine litologică şi poziţie în

nr. 1

Cernei – Munții Căpățînii

Vîrsta formațiunilor	Caracterele metamorfice	Gradul de metamorfism	Vîrsta metamorfismului	Complexul metamorfic la care revin
dinanțian-silurian	materialul fin transformat într-un agregat sericito-cuarțos, sericitos sau microcristalin, cuarțul detritic de natură magmatică cu extincție ondulatorie	treapta cea mai slabă a faciesului de șisturi verzi	hercinică	varistic
cambrian ? rifean superior	agregate clorito-sericitoase cu sau fără oxizi de fier, orientate; porfiroclastele alungite după direcția planelor de șistuozitate metamorfică, cu plane de alunecare, contorsionarea biotitului, extincții ondulatorii sau în draperii la cuarț	nivelul cu clorit din faciesul de șisturi verzi	baicaliană tîrzie	baicalian
rifean inferior	asociații cuarțofeldspatice cu biotit, granați și staurolit, migmatizate; clorit și sericit de readaptare retromorfă	faciesul amfibolitic — retromorfozat	baicaliană timpurie	alutian

spațiu, am echivalat această serie cu partea inferioară și mediană a seriei de Tulișa, descrisă de L. Pavelescu (1953, 1959 și 1963) și de L. Pavelescu și Maria Pavelescu (1964 *c*, 1964 *d* și 1966) în diferite subunități din Carpații sudici. Vîrsta acestor depozite ar reveni, după L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1963), silurian-carboniferului inferior sau, după Marcela Codarcea-Dessila (1966), rifeanului superior-paleozoicului inferior.

Fauna din calcarele de la Ideg, pe de o parte (Al. Codarcea și colab., 1960), flora carboniferă de la Schela și Rafaila-Jiu (A. Semaka, 1963), precum și entrocele citate de P. Zimmermann și Voichița Zimmermann[2] într-un nivel de calcare al seriei de Tulișa din Munții Retezat, sînt argumente care pledează pentru o vîrstă cuprinsă între silurian și dinanțian inclusiv.

Diferențele care apar în precizarea vîrstei celor trei faze de sedimentogeneză sînt o urmare a modului cum au fost abordate problemele formațiunilor cristalofiliene și a datelor de cunoaștere de la care s-a plecat. L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1963) au plecat de la formațiunile mai noi spre cele mai vechi. Depunerile carbonatice ale seriei de

[2] P. Zimmermann, Voichița Zimmermann (1965), *Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de fier și neferoase în Munții Retezat*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

Tabelul

Evoluția magmatismului granitic

Faza de orogeneză		Faza magmatică	Etapa de manifestare	Produsele magmatice
Caledonian			III. Intruziuni minore și injecții tardive	granite și aplito-pegmatite etc.
Baicaliană	Tîrzie	Șușița	II. Metasomatoza potasică — granitul de Tismana	asociații de cuarț și feldspați potasici
				fenoblaste de feldspați potasici neregulat răspîndite
				granite porfiroide
	Timpurie		I. Consolidarea masivului de Șușița	granite, granodiorite, tonalite, adamelite, produse filoniene și de contact
Prebaicaliană			Dioritică	diorite

nr. 2

în Munții Căpățînii

Forma de zăcămînt	Caractere petrografice distincte	Poziția în cadrul structurii
corpuri minore, dykuri, filoane și produse migmatice	structura holocristalină, echigranulară; cuarț, albit-oligoclaz, plagioclazi alterați, ortoză, biotit și muscovit	concordanță sau discordanță față de șisturile cristaline
filoane	ortoză, microclin, cuarț și albit-oligoclaz larg dezvoltate	în masa șisturilor din seria de Lainici—Păiuș
zone cu contururi neregulate în masa șisturilor cristaline	fenoblaste de feldspat potasic (ortoză și microclin) în masa sericito-cuarțoasă sau clorito-sericitoasă	
zone cu contururi neregulate însoțind masele porfiroide sau independente în masa granitului de Șușița	fenoblaste de ortoză și microclin neuniform răspîndite într-o masă echigranulară de tipul granitului de Șușița	în masa granitului de Șușița
mase cu contururi neregulate alungite pe direcția structurii	structura holocristalin-porfiroidă, idioblaste de ortoză și microclin într-o masă cuarțo-feldspato-biotitică grosier granulară	
corpuri cu forme eliptice alungite pe direcția structurii carpatice	structura holocristalină echigranulară; feldspați plagioclazi, ortoclazi, cuarț, biotit, mai rar muscovit; procese de albitizare și un început de alterare	plutonitul Olteț—Cerna și produsele de injecție și migmatizare din seria de Lainici—Păiuș
enclave în masa granitoidelor	plagioclazi metamorfozați, biotit, cuarț	—

Tulişa au fost echivalate cu calcarele dinanţiene, din valea Idegului, în care s-au găsit forme de *Productus semireticulatus* Mart., *Spirifer tornacensis* de Kon, *Michellina favosa* Goldf. etc. (Al. Codarcea şi colab., 1960), iar depunerile cu caracter detritic din baza calcarelor ar reveni silurian-devonianului după Gr. Răileanu şi S. Năstăseanu (1963). Seriile următoare fiind metamorfozate mai intens au fost considerate mai vechi

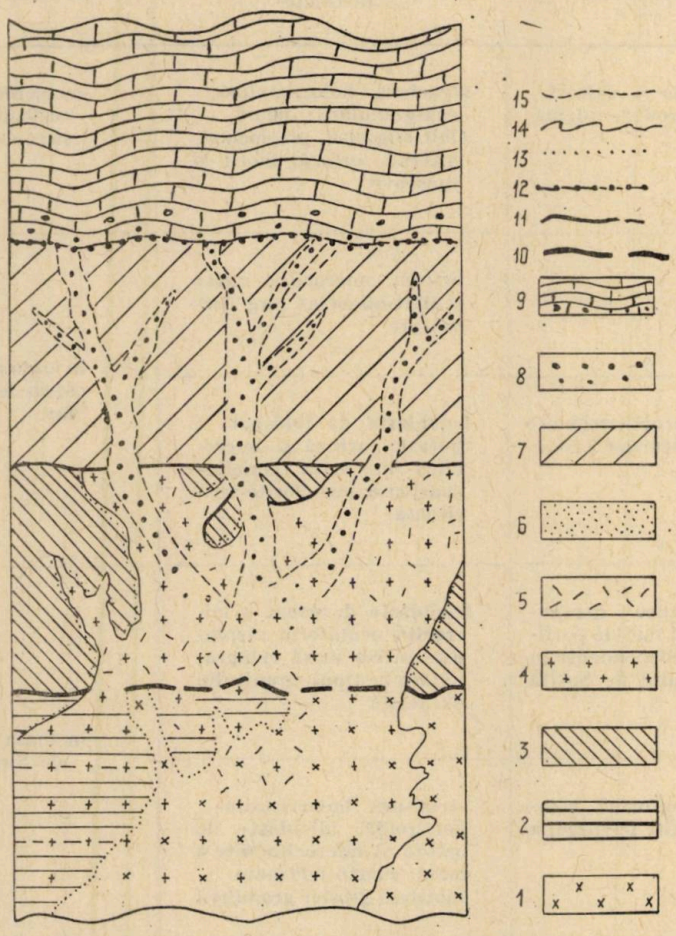


Fig. 2.—Relaţiile dintre rocile magmatice şi seriile cristalofiliene la izvoarele Cernei — Munţii Căpăţînii.

1, Roci magmatice proterozoic inferioare; *2*, şisturi cristaline proterozoic inferioare; *3*, şisturile cristaline din seria de Lainici — Păiuş (rifean inferior); *4*, granitele de Suşiţa (rifean mediu); *5*, produsele metasomatozei potasice de Tismana (rifean mediu); *6*, roci de contact şi migmatite; *7*, şisturile cristaline din complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgşan (rifean superior-cambrian inferior?); *8*, microgranitele de Funicel şi suita filoniană (caledonian); *9*, şisturile cristaline ale seriei de Tulişa (silurian-dinanţian inclusiv); *10*, discordanţa din baza seriei de Lainici — Păiuş; *11*, discordanţa din baza complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgşan; *12*, discordanţa din baza seriei de Tulişa; *13*, conturul rocilor magmatice proterozoic inferioare?; *14*, conturul granitoidelor de Suşiţa — Tismana; *15*, conturul microgranitelor de Funicel.

și repartizate în mod arbitrar la ciclurile cambrian și precambrian. Marcela Codarcea-Dessila (1966) a plecat în schimb de la criteriul de repartizare al șisturilor cristaline pe cicluri tectono-magmatice, în funcție de aspectele paleolitologice și metamorfice caracteristice fiecărei asociații, avînd ca elemente noi identificarea rifeanului în zona Rășinari (Sofia Nikolaevna Naumova și colab., 1962) și în alte zone carpatice (Violeta Iliescu și Marcela Codarcea-Dessila, 1965) și stabilirea unei coloane stratigrafice a formațiunilor cristalofiliene din zona Rășinari.

Aprecierile noastre, care diferă de ceea ce se cunoaște în Carpații Meridionali, au avut ca bază succesiunea litologică, gradul de metamorfism, caracterul petrografic al materialului detritic și relațiile seriilor cristalofiliene cu rocile granitice, comparativ și cu alte situații cunoscute în afara acestei regiuni.

II. METAMORFISM

Cele trei serii de șisturi cristalofiliene separate în autohtonul danubian de la izvoarele Cernei, în Munții Căpățînii, prezintă grade de metamorfism diferite, ceea ce atrage după sine concluzia existenței mai multor faze de orogeneză, în care procesul de metamorfism s-a manifestat diferit. Înainte de a prezenta acest aspect, vom menționa nivelul cunoștințelor privind problemele de metamorfism din Munții Căpățînii și Parîng. Primii cercetători ai acestei zone, L. Mrazec (1904), Gh. Murgoci (1913) și A. Streckeisen (1934) au încadrat șisturile din autohtonul danubian la epizonă. Printre cercetătorii din etapa următoare se remarcă Șt. Ghika-Budești (1934, 1937 și 1940) și G. Manolescu (1937), care au menționat prezența a două serii de șisturi în autohtonul danubian, cu grade diferite de metamorfism. L. Pavelescu (1953, 1959 și 1963) a separat trei serii metamorfice: Lainici — Păiuș, Drăgșan și Tulișa, primele fiind metamorfozate înainte de punerea în loc a masivelor de granitoide și retromorfozate o dată cu venirea acestora, iar ultima fiind dinamometamorfozată în orogeneza alpină, o dată cu șariajul pînzei getice.

În funcție de rezultatele analizei relațiilor dintre diferitele serii cristalofiliene de la izvoarele Cernei și a compoziției petrografice a acestora, am putut stabili următoarele:

a. Eventualele formațiuni metamorfice prerifeene se presupune că ar fi prezentat un grad avansat de metamorfism, similar cu cel al complexului lotrian (Marcela Codarcea-Dessila, 1967 *b*).

b. Seria de depozite preponderent detritogene de tipul Lainici—Păiuș, din cele două zone menționate, a suferit un proces de metamorfism destul de avansat. Prezența biotitului, amfibolilor, granatului și staurolitului indică un metamorfism la nivelul subfaciesului cuarț-staurolit (F. J. Turner și J. Verhoogen, 1960) sau staurolit-almandin (H. G. Winkler, 1965) de la partea superioară a faciesului almandin-amfibolitic. Prezența unor alternanțe de roci cu caractere granulometrice și compoziție diferită ar fi putut să conducă în unele situații la apariția unor parageneze variate, situate în zona de trecere, de la faciesul de șisturi

verzi la faciesul almandin-amfibolitic, în funcţie şi de intensitatea diferită a factorilor metamorfici, fapt care a determinat pe mulţi cercetători să le considere metamorfozate la nivelul faciesului de şisturi verzi.

Modul de prezentare al rocilor din cadrul celor două zone ale seriei de Lainici — Păiuş, zona nord-vestică afectată de procese de retromorfism de intensitate mai redusă şi zona sud-estică intens retromorfozată, oglindeşte dezvoltarea preferenţială a procesului de readaptare, în funcţie de poziţia pe care o ocupă fiecare stivă faţă de principalele linii pe care au avut loc procese de mişcare diferenţială. Procesul de metamorfism al seriei de Lainici — Păiuş poate fi legat de o fază timpurie a orogenezei baicaliane (Marcela Codarcea-Dessila, 1967 *b*), în condiţiile sedimentogenezei rifean inferioară. Procesul de retromorfism revine unei faze ulterioare, respectiv unei faze mai tardive a orogenezei baicaliene.

c. Seria de depozite vulcanogen-detritogene, respectiv complexul superior al seriei de Drăgşan, remaniind şisturi cristaline din seria Lainici — Păiuş şi granite, rezultă că a fost metamorfozată într-o fază ulterioară metamorfismului acestei serii şi consolidării granitelor. Paragenezele cu sericit-muscovit-clorit-cuarţ etc., creşterea orientată şi preferenţială a mineralelor şi alungirea elementelor remaniate, izolate, după direcţia planelor de şistozitate, indică existenţa unui proces de metamorfism dinamotermic foarte evident. Acest metamorfism ar reveni unei faze de orogeneză baicaliană tardivă, aşa cum de altfel rezultă şi din orizontarea prezentată de Marcela Codarcea-Dessila (1967 *b*).

Retromorfismul rocilor din seria de Lainici — Păiuş poate fi considerat, de asemenea, ca aparţinînd acestei faze.

d. Poziţia transgresivă şi discordantă a formaţiunilor detritice din baza seriei de Tulişa, atît peste şisturile din seria de Lainici — Păiuş, cît şi peste cele din complexul superior al seriei de Drăgşan, şi absenţa proceselor de granitizare specifice seriilor subiacente indică formarea lor după metamorfismul seriilor din bază şi după punerea în loc a masivelor de roci granitice.

Gradul de metamorfism mult mai slab decît cel al complexului clorito-sericitos ar situa acest proces la treapta cea mai slabă a faciesului de şisturi verzi. Orogeneza de care se leagă acest metamorfism revine uneia din etapele fazei hercinice.

III. MAGMATISM

În strînsă legătură cu seriile metamorfice prezentate anterior se întîlnesc produsele a două tipuri de manifestări magmatice: un tip vulcanogen şi un tip magmatogen intruziv. Tipul vulcanogen este prezent la nivelul depunerii formaţiunilor din complexul superior (clorito-sericitos) al seriei de Drăgşan, sub formă de efuziuni submarine şi tufuri. Tipul magmatogen este reprezentat printr-o suită de grantitoide care au constituit obiectul a numeroase analize şi discuţii aparţinînd lui G. Manolescu (1937), G. Paliuc (1937), Şt. Ghika-Budeşti (1934 şi 1940), L. Pavelescu (1953 şi 1967), L. Pavelescu şi Maria Pavelescu (1964 *a*, 1964 *b* şi 1964 *c*), L. Pavelescu şi R. Dimitrescu (1965), Al. Codarcea şi L. Pavelescu (1963) şi Gr.

Răileanu și colab. (1967), prin care s-au adus contribuții însemnate la clarificarea diferitelor aspecte ale proceselor magmatice din autohton.

La extremitatea estică a domeniului danubian, suita de roci granitoide îmbracă cele mai complicate aspecte prin compoziția petrografică și mineralogică, poziția în cadrul structurii și relațiile cu formațiunile cristalofiliene. Pe baza datelor din porțiunea studiată, corelate și cu alte

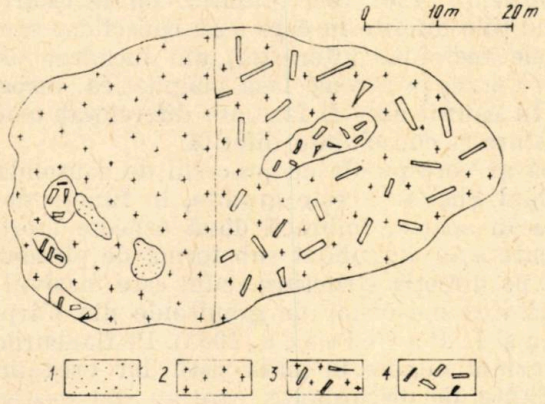


Fig. 3. — Relațiile dintre produsele magmatismului dioritic (probabil proterozoic inferior ?), magmatismul de Șușița și Tismana pe valea Pocruia, la vest de Tismana.

1, Enclavă de diorite; *2*, granit de Șușița; *3*, fenoblaste de feldspați potasici într-o masă granulară de Șușița; *4*, faciesul pegmatoid al granitului de Tismana.

rezultate din zonele adiacente, am prezentat în tabelul nr. 2 principalele caracteristici privind evoluția magmatismului granitic.

a. Deși necunoscute, se consideră totuși că în fundamentul vechi (prerifean) ar fi putut exista alături de eventuale șisturi cristaline și roci magmatice. Singurele urme privind cele mai vechi roci magmatice cunoscute în această regiune sînt enclavele de diorite din granitul de tip Șușița din valea Cernei. De altfel, această situație nu este unică în Carpații Meridionali. L. Pavelescu și R. Dimitrescu (1965) citează enclave de diorite în masivul de Tismana. În valea Pocruia, la vest de Tismana, într-un facies granitic de tip Șușița, se întîlnesc enclave de roci dioritice bogate în biotit (fig. 3), alături de cuiburi pegmatoide de Tismana.

Deoarece împreună cu enclavele de diorite se găsesc și enclave de șisturi cristaline de tipul Lainici — Păiuș, aceste diorite revin probabil unei faze magmatice baicaliene timpurii sau chiar proterozoice inferioare.

b. Principala fază magmatică din autohtonul Carpaților Meridionali revine granitoidelor de Șușița — Tismana, care s-a manifestat în mai multe etape și sub mai multe forme. În ultimul timp, M. Trifulescu [3],

[3] M. Trifulescu (1966), *Prospecțiuni geologice pentru grafit și elemente rare și disperse în Munții Parîng (perimetrul Rînca — valea Galbenului — valea Oltețului)*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.; M. Trifulescu (1966), *Prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și alte substanțe minerale utile în Munții Parîng — Căpățîna*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

N. Dragomir[4], V. Arsenescu[5] şi A. Schuster[6] au separat, la sugestia prof. D. Giuşcă, o serie magmatică sincronă cu procesul de metamorfism al seriei de Lainici — Păiuş, revenind unei faze anterioare granitului de Şuşiţa propriu-zis. Produsele acestei faze ar fi echivalente cu granitele milonitizate ale lui G. Manolescu (1937) sau gnaisele granitoide ale lui Şt. Ghika-Budeşti (1934 şi 1940).

Fiind în prezenţa unor roci granitice cu faciesuri foarte variate, în funcţie de condiţiile diferite în care s-au consolidat sau în care au fost solicitate în fazele tectonice ulterioare, am încadrat diferitele tipuri de granite din valea Cernei la aceeaşi fază magmatică, respectiv faza granitului de Şuşiţa. În cadrul acestei faze am diferenţiat mai multe etape cu forme de manifestare şi consolidare diferită.

Prima etapă ar corespunde cu procesul de consolidare al granitelor faneromere de tipul Şuşiţa. Aceste granite, în funcţie de modul de dezvoltare şi poziţia în spaţiu, îmbracă două aspecte morfologice diferite. În axa marilor cute s-au consolidat sub formă de plutonite cu contururi eliptice, alungite pe direcţia structurii, cum este masivul Olteţ — Cerna, similar cu majoritatea masivelor de granitoide din Carpaţii Meridionali (Al. Codarcea şi L. Pavelescu, 1963). Pe flancurile acestor masive au avut loc intruziuni minore în masa şisturilor cristaline de Lainici — Păiuş, fie concordante, fie discordante, care au dat naştere la procese de migmatizare şi metamorfism de contact, probabil în faza de orogeneză baicaliană din rifeanul mediu.

În etapa a doua, ca urmare a unui proces complex pulsatoriu, a urmat o vastă acţiune metasomatică cu caracter sodic şi potasic. De metasomatoza sodică se leagă procesul de formare postmagmatică a albit-oligoclazului, menţionat de diverşi cercetători. Acest proces, cu aspecte mai puţin izbitoare, pare a avea un caracter regional general.

Procesul de metasomatoză potasică, cu răspîndire spaţială mai restrînsă, a îmbrăcat, în schimb, aspecte caracteristice, care constau în formarea de mase cu fenoblaste de feldspaţi potasici cu structuri porfiroide, denumite „granite de Tismana". Aspectele mineralogice şi petrografice legate de metasomatoza cu soluţii potasice oglindesc forme diferite de manifestare ale acestui proces, probabil în funcţie de cantitatea de soluţii şi de condiţiile în care au circulat. În zonele unde au avut loc circulaţii masive s-au format fie filoane cu aspect pegmatoid, fie corpuri mai largi, în care, pe lîngă fenoblastele de feldspaţi potasici, masa celorlalţi componenţi prezintă o dezvoltare mai largă, cum este cazul celor de la Tismana (L. Pavelescu şi R. Dimitrescu, 1965) sau a celor de la Baia de Aramă şi Novaci.

În cazul unui aflux mai redus de soluţii s-au format numai fenoblaste de feldspaţi cu frecvenţă neuniformă, pe fondul faneromer al gra-

[4] N. Dragomir (1966), *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru grafit şi elemente rare şi disperse în Munţii Parîng*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol; N. Dragomir, V. Arsenescu (1967), *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru elemente rare în versantul de sud al Munţilor Parîng*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[5] V. Arsenescu (1966), *Raport asupra lucrărilor de prospecţiune executate în Munţii Parîng*, Arh. Minist. Ind. Min Geol.; V. Arsenescu, N. Dragomir (1967), *Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri de fier şi metale rare în partea de sud a Munţilor Parîng*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[6] A. Schuster, comunicare la simpozionul Întreprinderii geologice de explorări, 1968.

nitului de Șușița, de tipul celor din Muntele Zăvideanu, situat la sud de Pîrîul lui Arvat.

Cînd soluțiile au ajuns în acoperișul constituit din șisturi cristaline, s-au insinuat pe fisuri, formînd filoane, sau au difuzat în masa acestora, formînd migmatite cu fenoblaste de feldspați potasici de tipul celor din afluentul Pîrîului Sec. Această etapă s-ar localiza, probabil, în timpul rifeanului mediu. În orice caz, faptul că nivelul superior al seriei de Drăgșan, de la izvoarele Cernei, conține porfiroclaste de feldspați potasici de tipul Tismana, scoate în evidență că acest proces metasomatic este strîns legat de faza magmatismului de Șușița și că este riscant ca pe baza unor determinări de vîrstă absolută sporadice și neverificate să fie adusă această fază în carbonifer [7], sau pa baza unor similitudini litologice incerte să fie chiar mai nouă decît permianul (Gr. Răileanu și colab., 1967).

Etapei a treia din acest cortegiu magmatic i-ar reveni corpurile și dykurile de microgranite cu muscovit de tipul celor de la izvoarele Cernei și Muntele Funicel, care străbat atît seria de Lainici — Păiuș, cît și pe cea de Drăgșan. În masa șisturilor cristaline au avut loc procese metasomatice care n-au fost afectate de procesele de dinamometamorfism, ceea ce ne conduce la concluzia că s-au format după metamorfismul complexului clorito-sericitos de Drăgșan. Este posibil ca această etapă să aparțină de orogeneza caledoniană. În cortegiul acestora au mai fost puse în loc filoane cu caracter aplitic și pegmatoid.

IV. GEOTECTONICĂ

După majoritatea cercetătorilor, în proterozoicul inferior s-au schițat principalele geosinclinale din scoarța pămîntului, care și-au continuat evoluția în erele următoare. În aria domeniului danubian din Carpații sudici au avut loc procese de cutare, urmate de formarea unui geosinclinal în care au avut loc manifestări magmatice pe seama cărora s-a format nivelul inferior (amfibolic) al seriei de Drăgșan. Corespunzător acestei serii, în zonele de platformă continentală au avut loc depuneri detritice pe seama cărora s-a format seria de Lainici — Păiuș (L. Pavelescu și Gr. Răileanu, 1963). După datele din această regiune, procesul inițial de cutare ar fi avut loc la nivelul proterozoicului inferior, iar în fazele timpurii ale orogenezei baicaliene au avut loc noi procese de cutare și metamorfismul seriei de Lainici — Păiuș în facies amfibolitic.

La nivelul rifeanului superior-cambrian, în fazele baicaliene tardive, ar fi avut loc cea de-a doua fază de orogeneză mai importantă. Pe lîngă procesul de metamorfism al șisturilor sericito-cloritoase din seria de Drăgșan, la nivelul faciesului de șisturi verzi, și procesul de cutare este mai evident, prin formarea de cute cu împingerea celor din spre nord-vest peste cele din spre sud-est, cu care ocazie a avut loc și procesul de dinamometamorfism al granitelor de Șușița din zonele solicitate tectonic. Această fază poate fi considerată cea mai importantă în evoluția proceselor de cu-

[7] Maria Lemne, Silvia Mînzatu, M. Soroiu, Anca Tănăsescu, Eleonora Vîjdea, Magdalena Ioncică, V. Cercasov, Alexandra Medeșan (1966), *Determinări de vîrstă absolută*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

tare a structurilor danubiene. Un proces de reluare al cutărilor baicaliene, însoţit de metamorfismul foarte slab al seriei de Tulişa, a avut loc în ciclul mişcărilor din faza de orogeneză hercinică.

CONCLUZII

Prin cele două tabele privind caracterele specifice formaţiunilor cristalofiliene (tabelul nr. 1) şi magmatogene (tabelul nr. 2), împreună cu figura 2 şi prin discuţiile prezentate pe marginea acestor materiale s-a urmărit fixarea în timp a succesiunii proceselor geologice care s-au desfăşurat în Munţii Căpăţînii. La nivelul cunoştinţelor actuale rezultă următoarea succesiune :

1. Sedimentogeneza seriei de Lainici — Păiuş.
2. Cutarea şi metamorfismul seriei de Lainici — Păiuş.
3. Magmatismul granitic al fazei de Şuşiţa propriu-zisă.
4. Metasomatoza potasică — faza de Tismana.
5. Sedimentogeneza seriei de Drăgşan.
6. Metamorfismul seriei de Drăgşan, retromorfismul seriei de Lainici — Păiuş şi cutarea cu împingeri unilaterale din spre nord-vest către sud-est, dinamometamorfismul granitelor de Şuşiţa.
7. Magmatismul din faza tardivă de Şuşiţa cu microgranite şi produse aplitice.
8. Sedimentogeneza seriei de Tulişa.
9. Cutarea şi metamorfismul seriei de Tulişa.

RELATIONS GÉOLOGIQUES DANS LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DE L' AUTOCHTONE DANUBIEN DES MONTS CĂPĂŢÎNII (CARPATES MERIDIONALES)

RÉSUMÉ

Dans les formations cristallophylliennes de l'Autochtone danubien, près des sources de la Cerna et du Luncavăţ (Pîrîul Sec) dans les monts Căpăţînii, on a séparé, suivant des critères lithologiques et pétrographiques, plusieurs bandes orientées SW-NE dans la succession suivante :

— granits d'Olteţ-Cerna ;

— quartzites, gneiss, schistes amphiboliques, schistes micacés rétromorphisés, granits dynamométamorphisés ;

— schistes quartzo-chlorito-sériciteux à intercalations de serniphytes et intrusions ou injections de granits ;

— gneiss, quartzites à biotite, amphibolites, schistes micacés rétromorphisés ;

— conglomérats métamorphisés, calcaires détritiques et calcaires compacts, transgressifs et discordants.

Le texte intégral du présent travail est accompagné de deux tableaux synthétiques où sont présentées les caractéristiques principales des formations cristallophylliennes et magmatiques des monts Căpăţînii.

On a différencié trois phases de sédimentogenèse correspondant respectivement aux périodes de formation des séries de Lainici — Păiuș, Drăgșan et Tulișa. Les dépôts à caractères épiclastiques, sur le compte desquels se sont formées les deux bandes de gneiss, quartzites, quartzites à biotite, schistes amphiboliques et schistes micacés, appartiennent à la série de Lainici — Păiuș, d'âge riféen inférieur, métamorphisée en faciès amphibolitique pendant une phase de l'orogenèse baïkalienne précoce. Les dépôts détritogènes-vulcanogènes, représentés par des schistes quartzo-chlorito-sériciteux, à intercalations de serniphytes, appartiennent au niveau supérieur de la série de Drăgșan, d'âge riféen supérieur — cambrien?, métamorphisés en faciès de schistes verts pendant une phase baïkalienne tardive. C'est à cette même phase qu'appartient le processus de rétromorphisme qui avait affecté la série de Lainici — Păiuș. Les dépôts détritogènes — carbonatiques, représentés par des conglomérats, des calcaires conglomératiques et des calcaires proprement dits, appartiennent à la série de Tulișa, d'âge silurien — dinantien, faiblement métamorphisée pendant l'une des phases du cycle hercynien.

Les manifestations magmatiques appartiennent à deux types : un type vulcanogène, dont les produits sont associés aux dépôts de la série de Drăgșan, et un type magmatogène appartenant à la phase de Șușița-Tismana, dans le cadre de laquelle on distingue plusieurs étapes. Au cours d'une première étape se sont consolidés le granit phanéromère de Șușița du massif plutonique Olteț—Cerna et les dykes et filons discordants de la masse des schistes cristallins de la série de Lainici — Păiuș. Au cours d'une deuxième étape a eu lieu un vaste processus métasomatique à caractère sodique et potassique, suivi dans une troisième étape par la mise en place de certains corps et dykes de microgranits à muscovite, qui traversent les schistes de la série de Lainici — Păiuș et les schistes de la série de Drăgșan appartenant à la phase d'orogenèse calédonienne.

On présente finalement une succession chronologique des processus géotectoniques manifestés aux temps du Riféen et du Paléozoïque dans la zone des monts Căpățînii.

BIBLIOGRAFIE

CODARCEA AL., RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. (1960), *Carboniferul inferior de pe valea Idegului*, Acad. R.P.R., St. cerc., **V**, *3*.

CODARCEA AL., PAVELESCU L. (1963), *Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates méridionales*, Assoc. Géol. Carp. — Balc., Congr. V, Sect. Mineral. — Petro., **II**.

CODARCEA-DESSILA MARCELA (1964), *Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu)*, An. Com. geol., **XXXIV**/1.

— (1965), *Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari — Cisnădioara — Sadu*, Mem. Com. geol., **VI**.

— (1966), *Problema orizontării și răspîndiri rifeanului în România*, An. Com. Stat Geol., **XXXV**.

— (1967 *a*), *Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

— (1967 *b*), *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Sér. Géol., **11**, *1*.

— (1967 *c*), *Contribuții la evoluția prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

CODARCEA-DESSILA MARCELA, SAVU H. (1967), *Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

GHIKA BUDEȘTI-ȘT. (1934), *Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotru*, An. Inst. geol. Rom., **XIV**.

— (1937), *Le deuxième groupe cristallin et ses granites dans la région entre la Latorița et l'Olteț*, C.R. Inst. geol. Rom., **XXI**.

GHIKA-BUDEȘTI ȘT. (1940), *Les Carpates Méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi*, An. Inst. geol. Rom., **XX**.

— (1941), *Les plagioclases farcis et la métablastèse des granogneis*, An. Inst. geol. Rom., **XXI**.

ILIESCU VIOLETA, CODARCEA-DESSILA MARCELA (1965), *Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali*, D.S. Con. geol., **LI**/2.

MANOLESCU G. (1937), *Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie)*, An. Inst. geol. Rom., **XVIII**.

MRAZEC L. (1904), *Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales (versant roumain)*, C.R., IXe Congr. Géol. Internat., Viena.

MURGOCI GH. (1913), *Sinteza geologică a Carpaților de Sud*, D.S. Inst. geol. Rom., **I**.

NAUMOVA NIKOLAEVNA SOFIA, CODARCEA-DESSILA MARCELA, ILIESCU VIOLETA (1962), *Asupra prezenței rifeanului în unele formațiuni cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali*, Com. Acad. R.P.R., **11**.

PALIUC GH. (1937), *Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Munții Cîmpii*, An. Inst. geol. Rom., **XVIII**.

PAVELESCU L. (1953), *Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat*, An. Com. Geol., **XXV**.

— (1959) *Geologia Carpaților Meridionali*, Anal. rom.-sov., Secția geologie-geografie, *2—3*.

PAVELESCU L. (1963), *Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophyliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien*, Assoc. Géol. Carp. — Balc., **II**.

— (1967), *Geneza și evoluția masivelor de granitoide din Carpații Meridionali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

PAVELESCU L., RĂILEANU GR. (1963), *Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Méridionales*, Assoc. Géol. Carp. — Balc., **II**.

PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA (1964 *a*), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani — Muntele Oslea*, D.S. Com. geol., **XLVIII**.

— (1964 *b*), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — Valea Bistriței*, D.S. Com. geol., **XLVIII**.

— (1964 *c*), *Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali*, D.S. Com. geol., **L**/I.

— (1964 *d*), *Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea și Petroșani*, An. Com. geol., **XXXIII**.

— (1966), *Cercetări geologice și petrografice în bazinul Jiului transilvănean și al văii Jiețului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

PAVELESCU L., BERCIA I., PAVELESCU MARIA, BERCIA ELVIRA (1964), *Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni*, D.S. Com. geol., **L**/I.

PAVELESCU L., DIMITRESCU R. (1965), *Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana*, D.S. Com. geol., **L**/II.

RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. (1963), *Asupra prezenței formei de Arthrophycus alleghanoensis (Harlan) în Carpații Meridionali*, Com. Acad. R.P.R., **XIII**/5.

RĂILEANU GR., BERCIA I., POP GR. (1967), *Asupra vîrstei unor roci granitoide din Munții Vîlcan (Carpații Meridionali)*, D.S. Com. geol., **LIII**/1.

SEMAKA A. (1963), *Considération sur l'âge de la formation de Schela*, Assoc. Géol. Carp. — Balc., Congr. V, Secția stratigrafie, **III**/2.

STRECKEISEN A. (1934), *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*, An. Inst. geol. Rom., **XVI**.

TURNER J.F., VERHOOGEN J. (1960), *Igneus and metamorphic petrology*, New York.

WINKLER H.G. (1965), *Die Genese der metamorphen Gesteine*, Springer-verlag.

Primit în redacție la 7 mai 1969

Ministerul Industriei Miniere și Geologiei

UNELE ASPECTE PRIVIND GEOCHIMIA MATERIEI ORGANICE ÎN ROCILE BITUMINOASE DIN BAZINUL VĂII HUMORULUI *

DE

DIDINA NACU, CORNELIA BOTEZ, L. IONESI şi N. VOICULESCU

55(05)

Rocile bituminoase oligocene prezintă o importanţă deosebită, întrucît ele sînt considerate ca reprezentînd roci sursă de petrol şi gaze (I. Macovei, 1938; I. Atanasiu, 1948; N. Grigoraş, 1956). Cu toate acestea, asupra lor există foarte puţine studii de geochimie organică. Astfel, E. Cazimir, M. Dumitriu şi M. Paşca (1935) au efectuat cîteva analize asupra conţinutului în bitumen a unor şisturi disodilice. M. Filipescu şi colab., (1965) au pus la punct o metodă de identificare a acestor roci, iar Th. V. Cerchez şi S. Anton (1967) au studiat o serie de roci provenind din cretacic în faciesul de şisturi negre şi din oligocen în faciesul de Kliwa. Cercetări mai noi asupra rocilor bituminoase din România, inclusiv cele oligocene, au fost efectuate de I. Petrişor, N. Grigoraş, M. Filipescu şi colab. (1969) [1].

Extinderea foarte mare a rocilor bituminoase în flişul extern, variaţiile litologice pe verticală, litofaciesurile sincrone pe transversală şi chiar pe longitudinală impun o analiză sistematică a formaţiunilor bituminoase oligocene.

Este în general admis că petrolul s-a format în sedimente pelitice, prin transformarea materiei organice primare, sub acţiunea simultană a factorilor biologici, fizico-chimici şi mineralogici. Cu alte cuvinte, substanţa organică iniţială nu poate forma petrol dacă condiţiile de mediu, roca laborator, nu sînt favorabile.

---

* Comunicare prezentată la sesiunea ştiinţifică a Institutului de geologie şi geografie al Academiei, din 7—10 mai 1969.

[1] I. Petrişor, N. Grigoraş, M. Filipescu, C. Dumitrescu, A. Bădăliţă, D. Socoleanu, *Rezultatele obţinute în cercetarea unor şisturi bituminoase din Carpaţii Orientali şi Meridionali*, lucrare prezentată la sesiunea de comunicări ştiinţifice a Întreprinderii geologice de prospecţiuni, din 17—20 martie 1969.

În procesul de formare al sedimentelor, compuşii organici principali existenţi în organismele vegetale sau animale pot fi puternic diminuaţi sau chiar eliminaţi, alţii care se găsesc în cantitate mai mică se pot concentra. Iar dacă în formarea petrolului se admite şi acţiunea catalitică a unor componenţi argiloşi, se pot produce transformări şi mai complexe ale diverşilor compuşi organici (Grekoff, 1949; Degens, 1965; Weaver, 1967). În felul acesta nu este surprinzător faptul că în sedimentele pelitice pot exista sute de constituenţi organici (Degens şi Reuter, 1964), deşi cantitatea de materie organică dispersată în roci rar depăşeşte valoarea de 2 — 3%. Unii din aceşti constituenţi sînt hidrocarburi, alţii nehidrocarburi, unii pot fi extraşi prin diferiţi solvenţi, constituind fracţiunea solubilă, iar alţii rămîn legaţi de partea anorganică a rocii, constituind fracţiunea insolubilă, denumită şi kerogen.

Hidrocarburile dispersate în sedimentele pelitice sînt identice cu cele din petrolurile brute (Vassoevici, 1960; Meinschein, 1961); există însă diferenţieri privind distribuţia lor. Rocile sursă de petrol tind să concentreze hidrocarburile aromatice, în timp ce petrolul brut este mai bogat în hidrocarburi parafinice şi naftenice (Hunt, 1961). Această distribuţie poate constitui un criteriu pentru elucidarea unor probleme legate de geneza petrolului şi de natura organo-anorganică a rocilor generatoare de petrol.

Dată fiind şi importanţa practică a conţinutului de hidrocarburi în sedimentele pelitice, ne-am propus să efectuăm un studiu geochimic asupra materiei organice din rocile bituminoase oligocene, aceste roci fiind principalii colectori ai carbonului organic (C_{org}) dispersat.

CONSIDERAŢII GEOLOGICE

În depozitele paleogene ale flişului extern din Carpaţii Orientali se cunosc o serie de roci care au un pronunţat caracter bituminos. Ca poziţie stratigrafică, formaţiunile bituminoase se plasează peste gresia de Lucăceşti şi depozitele sincrone acesteia, fiind reprezentate prin menilite, marne bituminoase şi disodile.

Prezenţa rocilor bituminoase presupune, fără îndoială, modificarea mediului geochimic marin, prin trecerea de la mediu oxidant sau foarte slab reducător, care a existat în timpul depunerii stratelor de Bisericani şi de Plopu, la un mediu puternic reducător, de tip euxinic, care a persistat o perioadă lungă de timp, corespunzătoare oligocenului. Avînd în vedere extensiunea mare a acestui fenomen, s-ar putea să fi fost determinat de prefacerile paleogeografice survenite la limita dintre eocen şi oligocen.

Această schimbare de mediu a avut consecinţe foarte importante în litogeneză, ducînd prin procese de bituminizare la apariţia rocilor pelitice bituminoase. Din distribuţia actuală a rocilor bituminoase se poate deduce că faciesul reducător s-a extins pe întreg domeniul geosinclinal al flişului extern. Caracterul acestor roci arată însă că spre marginile bazinului marin, mai evident spre cea vestică, procesul de bituminizare era mai redus, ca urmare a unei aerări parţiale.

Pentru studiul de faţă am ales rocile bituminoase din litofaciesul de Kliwa, din cadrul unităţii de Tarcău, din bazinul văii Moldovei. Eşan-

tioanele provin de pe pîrîul Larga, afluent de dreapta a văii Humorului. În litofaciesul de Kliwa, din regiunea menţionată, se pot separa entităţile litologice, devenite clasice, în literatura geologică: menilitele inferioare, marnele bituminoase, disodilele inferioare şi gresia de Kliwa.

Menilitele inferioare. În acest orizont sînt cuprinse depozitele dintre gresia de Lucăceşti şi marnele bituminoase, în grosime de 40 — 50 m. Litologic este format din menilite, mai frecvente în partea superioară, unde formează chiar un nivel compact de circa 3 — 4 m s-au chiar mai mult; argile marnoase cafenii şistoase, relativ moi; argile marnoase nisipoase; argile disodilice cafenii şi negricioase şi cîteva intercalaţii de gresii cu dezvoltare neuniformă.

Din acest orizont s-au analizat trei probe: două de menilite şi una de argilă marnoasă cafenie, a căror poziţie stratigrafică este redată în profilul din figura 1.

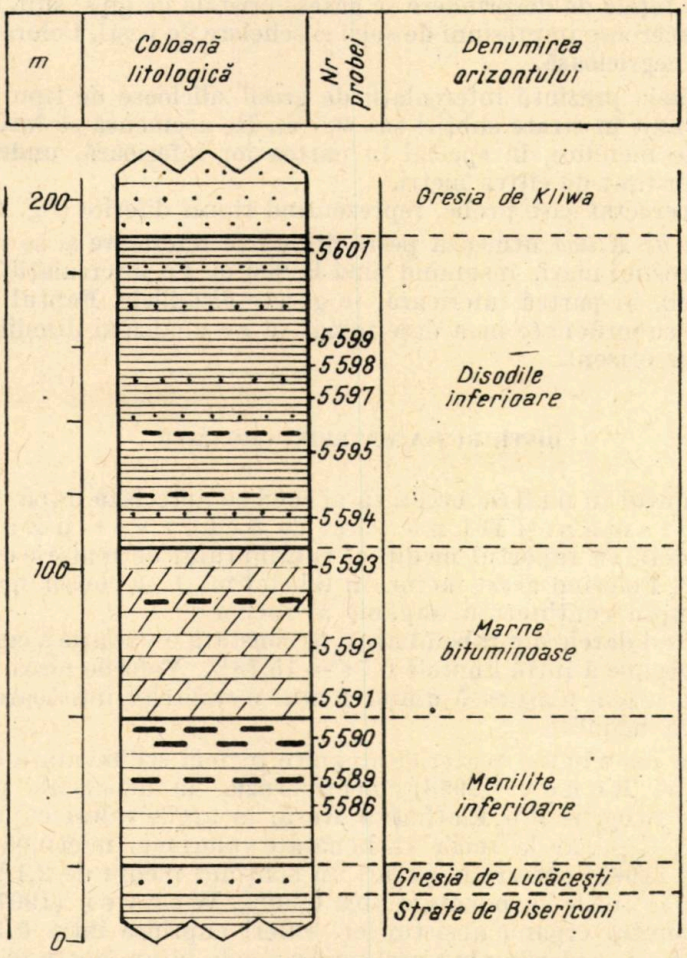


Fig. 1. — Coloana litologică a depozitelor oligocene de pe pîrîul Larga.

Marnele bituminoase urmează în continuare peste menilite şi însumează o grosime de 40—60 m. Sînt nişte marne compacte, dure, de culoare brună sau vînăt-negricioasă în spărtură proaspătă şi albicioasă pe suprafeţele expuse, datorită oxidării substanţei bituminoase. Marnele bituminoase nu sînt perfect uniforme litologic pe verticală, ci prezintă o serie de variaţii, unele fiind mai calcaroase, altele slab grezoase sau silicifiate. De asemenea, unele varietăţi devin şistuoase, apropiindu-se de disodile. În marnele bituminoase există şi accidente silicioase sub formă de lentile sau noduli de menilite. Din acest orizont s-au studiat trei probe luate de la nivele diferite (fig. 1)

Disodilele inferioare includ pelitele argilo-marnoase cu şistuozitate pronunţată dintre marnele bituminoase şi gresia de Kliwa. Grosimea lor ajunge în bazinul văii Moldovei pînă la 100 m. Disodilele sînt roci predominant argiloase şi mai rar argilo-marnoase, lipsite de $CaCO_3$ sau cu o proporţie redusă (S a v u l şi colab., 1960). Există şi varietăţi nisipoase şi chiar grezoase. În mod obişnuit au o şistuozitate foarte pronunţată, milimetrică. Pe feţele de desprindere se găsesc cristale de gips, sulf, cristale de pirită şi numeroase impresiuni de solzi şi schelete de peşti. Coloraţia lor este brună sau negricioasă.

Disodilele prezintă intercalaţii de gresii silicioase de tipul gresiei de Kliwa, obişnuit în strate subţiri sub 0,5 m. De asemenea se întîlnesc şi intercalaţii de menilite, în special în partea lor inferioară, unde formează un nivel constant de cîţiva metri.

S-au cercetat şase probe, reprezentînd tipuri diferite (fig. 1).

Gresia de Kliwa urmează peste disodilele inferioare şi se prezintă în strate de grosimi mari, însumînd pînă la 200 m. Ca intercalaţii între stratele de gresii, în partea inferioară, se găsesc disodilele. Faptul că apar ca intercalaţii subordonate ne-a determinat să nu analizăm disodilele din cadrul acestui orizont.

DISTRIBUŢIA MATERIEI ORGANICE

Conţinutul în materie organică al rocii se apreciază după cantitatea de C_{org}. F o r s m a n şi H u n t (citat de S c h r a v e r şi Z a r r e l l a, 1963) consideră că raportul mediu al conţinutului de materie organică la C_{org} este 1,2. Folosind acest factor, în tabelul nr. 1 se consemnează datele analitice asupra conţinutului organic al rocilor.

Analizînd datele din tabelul nr. 1, se constată o variaţie a conţinutului de materie organică între limitele 0,74 — 15,78%. Valorile maxime apar la disodile şi la argila marnoasă din orizontul menilitelor inferioare, cele minime apar la menilite.

Asupra distribuţiei materiei organice în roci sedimentare există numeroase date. R o n o v (1958) menţionează, în depozitele paleogene, mezozoice şi neogene din Platforma Rusă, la argile valori cuprinse între 0,1 şi 1,55% C_{org}, iar la rocile carbonatate valori mai mici 0,06 — 0,39% C_{org}. H u n t (1961) găseşte la şisturi un conţinut mediu de 2,1% materie organică, iar în rocile carbonatate abia 0,29%. W e a v e r (1967) citează, pentru conţinutul organic al şisturilor, valori cuprinse între 0,1 şi 30%. Sub acest aspect, valorile obţinute pentru rocile bituminoase oligocene se încadrează în limitele menţionate.

Factorii care determină menținerea unui anumit conținut de materie organică pot fi multipli. O dată cu începutul oligocenului, geosinclinalul flișului carpatic suferă o importantă prefacere. Menilitele, marnele bituminoase și disodilele din baza oligocenului presupun apariția unui facies geochimic de tip euxinic. Acest prag geochimic se manifestă printr-o schimbare a pH-ului, după cum menționează Savul și colab. (1960), corespunzător trecerii de la un mediu slab bazic la un mediu acid pînă la neutru.

Rocile studiate prezintă valori corespunzătoare unui pH acid pînă la neutru (tabelul nr. 1).

pH-ul acid este justificat în mediul marin în care există substanță organică în condițiile unui potențial redox negativ, deci puternic reducător, datorită pe de o parte H_2S și CO_2 rezultate din descompunerea materiei organice și pe de altă parte substanțelor organice în curs de formare, reprezentate prin acizi humici, acizi grași etc. pH-ul neutru în orizontul marnelor bituminoase apare anacronic, datorită faptului că acestea conțin substanță organică. Această anomalie poate fi justificată de conținutul ridicat de $CaCO_3$, în medie 51%, provenit din materialul biogen.

Krumbein și Garrels (1952) disting pentru zonele de tip euxinic, la suprafață un pH = 8, în adîncime valori mai mici de 7, deci condiții acide. Gazele dizolvate, care pot determina valoarea pH-ului, sînt H_2S și CO_2. La suprafață CO_2 este în echilibru cu atmosfera, în adîncime concentrația crește; H_2S la suprafață lipsește, în adîncime ajunge uneori pînă la 40 cm^3/ml. Hidrogenul sulfurat rezultat din descompunerea materiei organice determină și un potențial E_h negativ, caracteristic mediilor puternic reducătoare. Dacă aceste condiții au existat și în geosinclinalul flișului extern, în timpul oligocenului, ne putem explica formarea rocilor bituminoase.

În ceea ce privește variația conținutului de materie organică în rocile analizate, se constată o dependență de tipul de rocă. Astfel, menilitele au conținutul cel mai scăzut (0,74—0,83%), marnele bituminoase au valori mai ridicate (3,05—5,16%), iar disodilele și argilele marnoase cafenii intercalate între menilitele inferioare au, în general, un conținut mai mare, care ajunge pînă la 15,78%.

Disodilele corespund unei sedimentări predominant pelitice argiloase. Pelitele argiloase și argilele marnoase, din orizontul disodilelor inferioare și orizontul menilitelor inferioare, au rezultat probabil din materialul fin de natură terigenă provenit de pe uscatul limitrof. La acesta s-a adăugat materia organică rezultată prin moartea organismelor care trăiau în pătura de apă de la suprafață. În aceste roci găsim conținutul maxim de materie organică. Acest conținut se poate datora atît existenței unui material organic abundent, cît și acțiunilor favorabile de bituminizare, ale mediului. Unul din factori putea fi aportul de material detritic fin, bogat în minerale argiloase. După cum menționează Grim (1947) (citat de Grekoff, 1949), mineralele din grupa montmorillonitului au o acțiune catalitică asupra formării unor compuși organici, ca o consecință a unei similitudini aproximative de structură

Privitor la fenomenele de adsorbție ale materiei organice, cea de a doua formă sub care poate interacționa faza solidă anorganică pelitică

Tabelul nr. 1

Indici organo-anorganici ai rocilor bituminoase oligocene în litofaciesul de Kliwa

Nr. probei	Denumirea rocii	pH	SiO_2 %	CO_2 mineral %	C_{org} %	Materie org. totală %	Materie org. extractibilă %	Extractibilitate % (E)	N %	Indice Trask (T)	N/T
5 601	Disodile cenuşii-negricioase	2,93	53,25	—	11,85	14,22	1,32	11,12	0,43	10,64	0,042
5 599	Disodile brune-negricioase, şistuozitate pronunţată	2,65	63,83	—	6,72	8,06	1,08	16,10	0,24	6,40	0,038
5 598	Disodile brune, casante, şistuozitate foarte pronunţată	3,26	61,27	—	10,19	12,23	1,33	13,02	0,19	8,66	0,022
5 597	Disodile brune, şistuozitate foarte pronunţată	2,64	59,62	—	8,11	9,73	1,81	22,37	0,31	7,44	0,048
5 595	Disodile brune-cenuşii, şistuozitate pronunţată	2,61	66,02	—	2,25	2,70	0,50	22,10	0,13	2,30	0,056
5 594	Disodile cafenii, şistuozitate redusă	2,83	65,45	—	3,37	4,04	0,53	15,73	0,16	3,06	0,052
5 593	Marne bituminoase	7,25	39,81	23,21	2,60	3,12	0,32	12,31	0,11	1,42	0,077
5 592	Marne bituminoase	6,82	34,76	21,18	2,54	3,05	0,15	6,02	0,10	1,84	0,054
5 591	Marne bituminoase	7,04	35,22	23,19	4,30	5,16	0,30	7,00	0,08	1,98	0,040
5 590	Menilite	6,50	91,98	—	0,69	0,83	0,09	13,05	0,015	0,25	0,060
5 589	Menilite	6,28	94,03	—	0,62	0,74	0,10	16,13	0,02	0,89	0,023
5 586	Argile marnoase cafenii	7,04	42,70	8,15	13,15	15,78	1,43	10,91	0,39	12,52	0,031

cu substanţa organică din faza lichidă, este posibil ca prezenţa unor cationi şi eventual a unor anioni adsorbiţi pe suprafaţa mineralului argilos, în cantităţi excesiv de mici, să oprească fenomenul de adsorbţie în proporţii extrem de mari. Invers, pot exista alţi ioni, chiar în cantităţi foarte mici, care să poată provoca în mare măsură creşterea fenomenului de adsorbţie.

Analiza roentgenostructurală, efectuată asupra fracţiunilor argiloase obţinute prin analiză granulometrică, ne-a indicat prezenţa în disodile a mineralelor argiloase din grupele montmorillonit-hidromică şi caolinit. Cu excepţia caolinitului, care este caracteristic mediilor acide, apariţia celorlalte minerale nu este limitată de condiţii speciale de mediu marin, ci îndeosebi de alterarea terigenă. Dacă ele ajung în mediul marin într-un stadiu mai mult sau mai puţin avansat de alterare şi dacă asociat acestui aport terigen apare un aport masiv de materie organică din însăşi mediul marin, în condiţii puternic reducătoare, ele vor acţiona catalitic în procesele de transformare ale materiei organice primare şi ca urmare va apare o îmbogăţire în compuşi organici bituminoşi. În felul acesta prezenţa montmorillonitelor, în special, justifică conţinutul ridicat de materie organică al disodilelor.

Variaţia largă a cantităţii de C_{org} în disodile poate fi determinată de o multitudine de acţiuni complexe biogene şi fizico-chimice. Diferenţele iniţiale ale potenţialului redox în mediul în care s-a făcut sedimentarea conduc la diferenţieri ale fenomenului de bituminizare al materiei organice existente. O serie de alţi factori regionali, ca de exemplu adîncimea la care s-a făcut sedimentarea, ceea ce influenţează şi compactitatea sedimentului şi în final şi diferenţele în condiţiile de sedimentare, vor determina variaţii ale calităţii şi cantităţii de materie organică menţinută în depozit.

Referindu-ne la marnele bituminoase, o parte din materialul calcaros a rezultat prin aport biogen din însăşi mediul marin. Este mai puţin probabil ca materialul calcaros să fie de origine detritică. În marnele bituminoase, C_{org} apare în cantităţi mai mici comparativ cu disodilele (tabelul nr.1). Presupunem că masa mare de carbonat, care a înglobat conţinutul de C_{org}, a făcut ca procesele biochimice ce intervin în mediul marin să se oprească repede şi în final să se formeze o rocă carbonatată conţinînd materialul organic sub formă neextractibilă. Extractibilitatea cea mai mică, 6—7% (tabelul nr. 1), pe care o găsim la marnele bituminoase, se poate datora legăturii puternice care apare în carbonat şi substanţa organică pe care o conţin.

În menilite, cantitatea de substanţă organică este minimă (tabelul nr. 1). După F i l i p e s c u (1931), sursa materialului silicios o constituie frustulele de diatomee şi spiculii de spongieri, care au fost dizolvate şi apoi precipitate sub forma unui gel de silice ; pH-ul acid pînă la slab acid a putut fi favorabil acestei separări. Conţinutul minim de substanţă organică se poate datora lipsei unor fenomene favorabile concentrării şi reţinerii componenţilor organici. Extractibilitatea destul de mare a materiei organice din menilite, deşi cantitatea totală de C_{org} este de 0,62 — 0,69%, se poate datora tocmai lipsei de interacţiune dintre faza solidă silicioasă şi materia organică.

MATERIA ORGANICĂ EXTRACTIBILĂ

Analiza materiei organice extractibile, existentă în rocile bituminoase, este, în special, importantă deoarece această fracţiune conţine hidrocarburile care se găsesc în mod obişnuit şi în petrolurile brute.

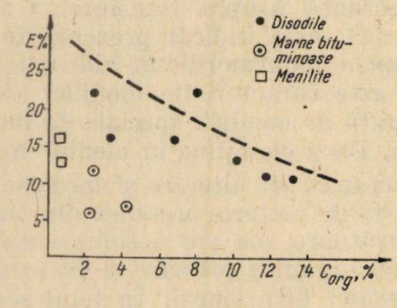


Fig. 2. — Relaţia extractibilitate (E) — C_{org}

Relaţiile care există între sedimentele purtătoare de hidrocarburi-roci sursă sau roci-rezervor, substanţa organică pe care o conţin şi compoziţia petrolului pot fi discutate pe baza conţinutului extractibil. În acest scop s-a efectuat o extracţie de tip Soxhelet, la cald, în amestec de probă şi sol-

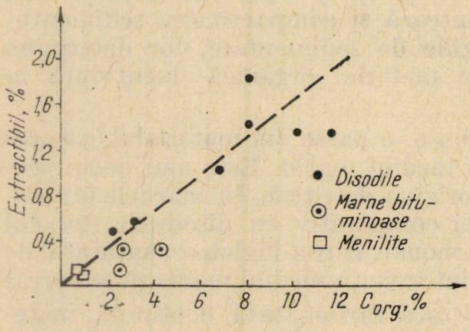


Fig. 3. — Re aţia extractibil — C_{org}

venţi organici, timp de 16 ore (Schrayer şi Zarrella, 1966). Conţinutul total de materie organică extractibilă, cît şi extractibilitatea exprimată prin numărul de grame de extract solubil la 100g C_{org} s-au consemnat în tabelul nr. 1.

După cum rezultă din valorile obţinute, conţinutul în extract solubil variază între 0,10 şi 1,43%, iar extractibilitatea între 6 şi 22,37%. Apar evidente şi o serie de corelaţii între unii indici organici. Astfel, se constată o creştere a extractibilităţii cu scăderea conţinutului total de C_{org}. Această corelaţie, exprimată grafic în figura 2, este netă la disodile.

Luînd în considerare variaţia conţinutului de extract solubil şi C_{org} total, se constată că aceste valori sînt legate direct, ambele variind în acelaşi sens. Relaţia este exprimată grafic în figura 3.

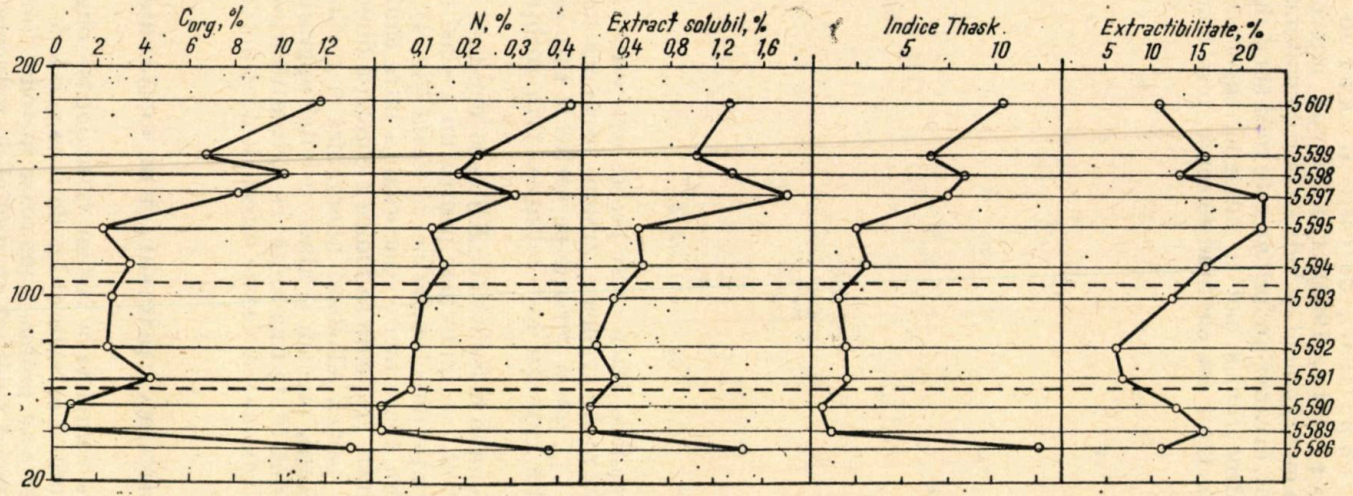


Fig. 4. — Variaţia unor indici pe profil.

Corelaţii similare în şisturi, între hidrocarburi extractibile şi C_{org} au fost date de Philippi (1957), de către Baker în 1962 şi alţii (în Schrayer şi Zarrella, 1966). Philippi interpretează corelaţia extractibil la C_{org} ca un argument că hidrocarburile sînt indigene cu rocile şi deci că roca laborator, în care s-au format, este rocă-sursă de petrol. Baker, deşi acceptă că hidrocarburile pot fi autigene, sugerează posibilitatea şi a originii alogene, în acest caz ele fiind reţinute, prin fenomene de sorbţie,

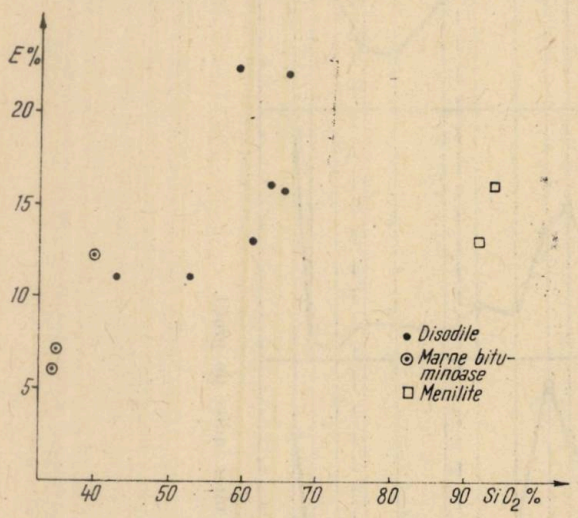


Fig. 5. — Relaţia extractibilitate — SiO_2.

de către materia organică. Dacă acest proces este cauza acumulării hidrocarburilor solubile în rocile argiloase, trebuie să apară un raport constant al extractibilului la C_{org} sau o variaţie pe verticală care să reflecte direcţia migrării fluidului din care au fost reţinute, prin sorbţie, hidrocarburile solubile.

În cazul oligocenului în faciesul de Kliwa se constată că raportul menţionat nu este constant, variind chiar pentru un acelaşi tip de rocă, şi că nu există nici o variaţie direcţională pe verticală (fig. 4).

De asemenea nu apare nici o concordanţă între cantitatea de SiO_2 a rocilor şi extractibilitate (E), care să indice o corelaţie directă a hidrocarburilor extractibile cu partea silicioasă anorganică a rocilor (fig. 5).

Aceste consideraţii, precum şi altele privind migrarea materiei organice prin roci cu granularitate fină arată că hidrocarburile extractibile din rocile bituminoase oligocene sînt legate direct de conţinutul lor total de C_{org} şi sînt deci indigene.

IDENTIFICAREA CARACTERULUI DE ROCĂ-SURSĂ

O caracterizare completă a rocilor bituminoase oligocene nu poate fi făcută fără a discuta şi caracterul lor de rocă-sursă de petrol. Pentru a aprecia acest caracter s-au propus numeroase metode. Formarea hidrocarburilor fiind într-o strînsă legătură cu stadiul de reducere al substanţelor organice şi a sedimentului în care acestea s-au format, se consideră drept

criteriu principal pentru identificarea rocilor-sursă de petrol puterea reducătoare a substanței insolubile din rocă. T r a s k și P a t n o d e (1942) apreciază puterea reducătoare prin cantitatea de oxidant necesară distrugerii complete a substanței organice, care precizează indirect stadiul de reducere al acesteia. K h a l i f e h și L o u i s (1961) adoptă o metodă bazată pe criteriul caracterizării substanței organice rămase în rocă, în urma unor oxidări succesive și progresive. Criteriul utilizat este raportul putere

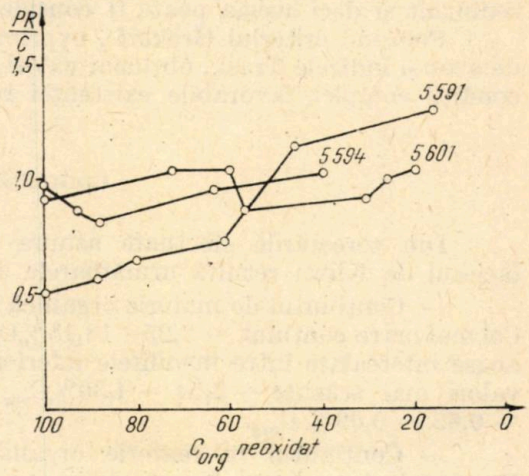


Fig. 6. — Curbe de oxidare.

reducătoare (PR) la C_{org}. Acest raport dă indicații totodată și asupra naturii substanței organice insolubile. Creșterea raportului în cursul oxidărilor succesive se datorește rezistenței mai mari a unor molecule, datorită caracterului selectiv al oxidării. Curba care exprimă relația între PR/C_{org} și cantitatea de C_{org} rămas neoxidat în rocă, în etapele succesive ale oxidării, poate caracteriza această selectivitate.

Folosind metoda Khalifeh și Louis, am obținut o serie de valori, redate grafic în figura 6. S-au cercetat două probe de disodile, 5 601 cu conținut ridicat, de 11,85% C_{org}, și 5 594 cu conținut mic, 3,37% C_{org}, cît și o marnă bituminoasă cu 4,30% C_{org}.

Din figura 6 rezultă o curbă de oxidare puternic ascendentă pentru marna bituminoasă, ceea ce confirmă caracterul de rocă-sursă. Disolidele dau curbe similare, însă slab ascendente, ceea ce conturează imprecis caracterul de rocă-sursă.

Dacă avem în vedere faptul constatat de E r d m a n n (1961), că reținerea constituenților petrolului în timpul compactizării sedimentelor laborator este determinată de materialul carbonatat solid care întîrzie migrarea, se poate considera că la marnele bituminoase reținerea unor compuși organici insolubili a fost mai puternică decît la disodile.

Dacă totuși disodilele sînt roci-sursă, însă acest caracter este mai puțin evident, prin lipsa unor compuși mai rezistenți la oxidare, se poate verifica și pe alte criterii, de exemplu acela al hidrocarburilor extractibile, după P h i l i p p i (1957). Dependența liniară dintre conținutul de hidro-

carburi extractibile şi C_{org} total, exprimată grafic pentru faciesul de Kliwa în figura 3, confirmă totuşi caracterul de rocă-sursă.

Luînd în considerare variaţia verticală a unor indici : C_{org} total, azot, extract solubil, indicele Trask, se constată o strînsă corelaţie a valorilor maxime şi minime. Variaţia concordantă a conţinutului de azot, a cantităţii de hidrocarburi extractibile şi capacitatea de oxidare a compuşilor organici insolubili, cu aceea a conţinutului total de materie organică al rocii arată că toţi compuşii organici menţionaţi s-au format pe loc în sediment şi deci acesta poate fi considerat rocă-laborator sau rocă-sursă.

Folosind criteriul Grekoff , exprimat prin raportul dintre cantitatea de azot şi indicele Trask, obţinem valori mult mai mici de 5, ceea ce indică condiţii complet favorabile existenţei rocilor-sursă de hidrocarburi.

CONCLUZII

Din cercetările efectuate asupra rocilor bituminoase oligocene în faciesul de Kliwa rezultă următoarele concluzii mai importante :

— Conţinutul de materie organică al rocilor depinde de tipul de rocă. Cel mai mare conţinut — 2,25—13,15 %C_{org} — îl au disodilele şi argilele marnoase intercalate între menilitele inferioare. Marnele bituminoase prezintă valori mai scăzute — 2,54 — 4,30 %C_{org} —, iar menilitele valori minime — 0,62 — 0,69 % C_{org}.

— Conţinutul în materie organică extractibilă variază liniar cu C_{org} total al rocilor, indicînd originea autigenă a hidrocarburilor.

— Curbele de oxidare şi variaţia concordantă a unor indici caracteristici pe profil argumentează caracterul de rocă-sursă de petrol al depozitelor studiate.

SOME ASPECTS CONCERNING ORGANIC MATTER GEOCHEMISTRY IN THE BITUMINOUS ROCKS OF THE HUMORULUI VALLEY

ABSTRACT

A great extension of bituminous shales from our country imposes a systematic analysis with view of enhancing their value.

The organic matter contents we have found in our investigations varied between 2.70 — 15.78 %, the dysodiles and clay-marls having the greatest values.

The content of extractable organic matter liniarly varies with total organic carbon content of the rocks, pointing to the indigeneous source of the hydrocarbons.

The oxidation curves and the concordant change of some characteristic values on the geological profile indicate that the studied deposits are rocks source bed petroleum.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I. (1948), *Zăcămintele de țiței din România*, Rev. tehn. A.G.I.R. Petrol.

CAZIMIR E., DIMITRIU M., PAȘCA V. (1935), *Étude chimique de quelques schistes ménilitiques de la zone marginale du Flysch des Carpathes orientales*, C.R. Inst. geol. Roum., **XX**.

CERCHEZ V. TH., ANTON S. (1967), *Recherches sur l'identification des roches mères d'hydrocarbures*, Revue de l'Inst. français du pétrole, **12**, 1818—1828.

DEGENS E.T., REUTER J.A. (1964), *Analytical techniques in the field of organic geochemistry*, Advances in organic geochemistry, 377—402.

DEGENS E.T. (1965), *Geochemical data and concepts on the origine of organic matter, în Geochemistry of sediments*, New Jersey, 284—312.

ERDMANN J.G., (1961), *Some chemical aspects of petroleum genesis as related to the problem, of source bed recognition*, Geochim. Cosmochim. Acta, **1**, *22*, 16—36.

FILIPESCU M.G., (1931), *Studiu petrografic al depozitelor oligocenului superior din Pintenul de Văleni, insula de la Bușteni, jud. Prahova*, D.S. Inst. geol. Rom., **XVIII**.

FILIPESCU M., NEGRESCU V., TINTILĂ D., APOSTOL S. (1965), *Încercări de identificare a rocilor generatoare de petrol, prin metoda Y. Khalifeh și M. Louis*, St. cerc. geol., geogr., Seria geologie, **10**, *2*, 451—462.

GREKOFF N. (1949), *Exposé sur l'état actuel de la question des roches-mères*, Revue de l'Inst. français du pétrole, **IV**, *11*, 591—608.

GRIGORAȘ N., (1956), *Roci bituminoase în formațiunile geologice din R.P.R.*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", București, Seria șt. nat., *9*.

HUNT J.M. (1961), *Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks*, Geochim. Cosmochim. Acta, **21**, *1*, 37—49.

KHALIFEH Y., LOUIS M. (1961), *Étude de la matière organique dans les roches sédimentaires*, Geochim. Cosmochim. Acta, **22**, *1*, 50—58.

KRUMBEIN W.C., GARRELS R.M. (1952), *Origine and clasification of chemical sediments in terms. of pH and oxidation-reduction potentials*, Econ. Geol., **60**, *1*, 1—33.

MACOVEI GH. (1938), *Les gisements de pétrole*, Paris.

MEINSCHEIN W.G. (1961), *Significance of hydrocarbons in sediments and petroleum*, Geochim. Cosmochim. Acta, **22**, *1*, 58—64.

RONOV A.B. (1958), *Organiceskii uglerod vi osadocinth porodah*, Geohimia, *5*, 409—423.

SAVUL M., BOTEZ C., IONESI L., NACU AL. (1960), *Distribuția unor elemente în depozitele senoniene, eocene și oligocene din flișul marginal al Carpaților Orientali din Moldova de nord-valea Humorului*, St. cerc. șt., Chimie, **XI**, *2*, 227—261.

SCHRAYER G.J., ZARRELLA W.M. (1963), *Organic geochemistry of shales: I. Distribution of organic matter in the siliceous Mowry Shale of Wyoming*, Geochim. Cosmochim. Acta. **27**, 1033—1046.

SCHRAYER G.J., ZARRELLA W.M. (1966), *Organic geochemistry of shales. II. Distribution of extractable organic matter in the siliceous Powry shales of Wyoming*, Geochim. Cosmochim. Acta, **30**, 415—434.

TRASK P.D., PATNODE H.W. (1942), *Source beds of petroleum*, Amer. Assoc., Petrol. Geol., 566.

VASSOEVICI N.B. (1960), *Originea petrolului*, Anal. rom. -sov., Seria geol. geogr., (44), *3*, 3—14.

WEAVER CH. E. (1967), *The significance of clay minerals in sediments, în Fundamental aspects of petroleum geochemistry*, USA, 37—77.

Primit în redacție la 23 iunie 1969

Filiala Iași
a Academiei Republicii Socialiste România
Secția de geochimie
și
Universitatea „Al. I. Cuza", Iași

LISTVENITELE DIN BANATUL DE SUD (REGIUNEA EIBENTHAL – BAIA NOUĂ)

DE

G. G. UDUBAŞA

55(05)

În masivul de serpentinite din Banatul de sud se întîlnesc numeroase iviri de roci leucocrate, fin granulare, pe care se dezvoltă adeseori cruste limonitice subțiri. Ele au fost menționate în literatura de specialitate încă din secolul trecut, însă geneza lor a rămas multă vreme neclarificată.

Observațiile de teren efectuate în special în brațul vestic al masivului de serpentinite (fig. 1), completate cu date petrografice și chimice, arată că este vorba de listvenite, roci alcătuite din carbonați feromagnezieni, talc și cuarț. Listvenitele se întîlnesc foarte frecvent asociate serpentinitelor, fiind formate pe seama acestora prin transformări metasomatice la temperaturi și presiuni scăzute. Ca geneză și compoziție mineralogică ele corespund parțial rocilor denumite, în literatura de limbă engleză, „soapstone".

Pentru rocile din Banat am preferat însă utilizarea termenului de listvenit, datorită unei mai mari similitudini paragenetice (în soapstone nu se întîlnește de obicei cuarț). Există în plus și un motiv de prioritate : termenul de listvenit a fost introdus în literatura petrografică încă din 1843 de către G. R o s e, pentru roci cuarț-carbonatice cu talc și pirită din Ural. Termenul este preluat apoi în multe tratate de petrografie : F. Z i r k e l (1894), H. R o s e n b u s c h (1898), U. G r u b e n m a n n (1907), A. Osann și H. R o s e n b u s c h (1923), E. W e i n s c h e n k (1924), J. F. K e m p (1927), F. R i n n é (1928) etc.

SCURT ISTORIC

Prima mențiune referitoare la rocile cuarț-carbonatice de la Eibenthal—Baia Nouă aparține lui F. F o e t t e r l e (1869), care le consideră

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 381–398, București, 1970

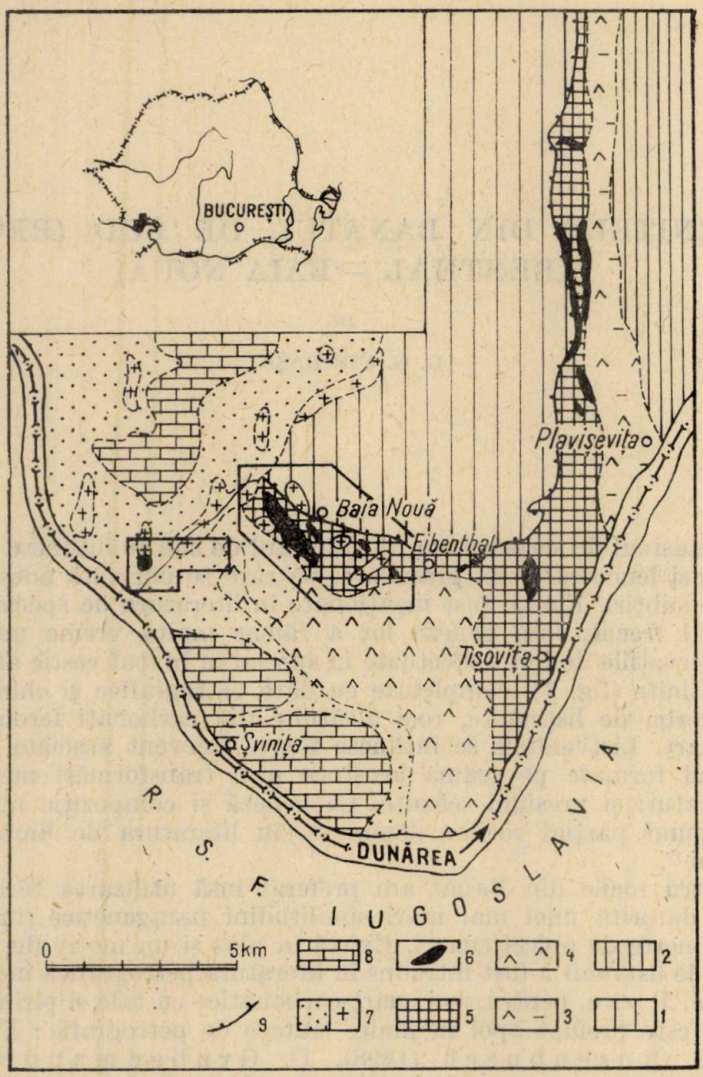


Fig. 1. — Schița geologică a masivului de serpentinite din Banatul de sud (după *Harta geologică a R.S.România*, scara 1 : 200 000, foile 32 — Baia de Aramă și 40 — Turnu Severin, Institutul geologic).

1-2, Șisturi cristaline (*1* — seria de Poiana Mraconia; *2*, seria de Corbu); *3*, epigabbrou de Plavișeviță; *4*, gabbrou de Iuți; *5*, serpentinite; *6*, listvenite (în brațul estic al masivului, poziția ivirilor de listvenite după I. Bercia și Elvira Bercia, 1962); *7*, depozite permiene și riolite; *8*, depozite sedimentare mezozoice; *9*, linie de încălcare.

drept intercalații de calcare în serpentinite. M. Hantken presupune că sînt roci filoniene, precizîndu-le în același timp compoziția mineralogică (ankerit, cuarț). F. Schafarzik (1894) sesizează asocierea acestor roci cu serpentinitele și le denumește „roci ankeritice", pe baza unei analize chimice (tabelul nr. 1, nr. 6) pe probe recoltate de la Baia Nouă.

Geneza hidrotermală a rocilor carbonatice de la Baia Nouă — Eibenthal este afirmată pentru prima dată de Al. Codarcea (1935); natura lor aposerpentinitică este susținută de conservarea remarcabilă a structurii serpentinitelor și de prezența granulelor corodate de cromite. Rocile „sideritice" de pe culmea Papîrsca sînt ulterior amintite de Gr. Răileanu (1953). Aportul de CO_2 necesar carbonatării serpentinitelor este pus de C. Gheorghiu (1948[1], 1953) pe seama intruziunilor de roci acide. Această idee este exprimată și de I. Bercia și Elvira Bercia (1962), care admit că transformarea metasomatică a serpentinitelor se realizează la temperaturi scăzute în prezența soluțiilor încărcate cu CO_2 și SiO_2, atît în aureola filoanelor acide, cît și sub influența metamorfismului dinamic. Acțiunea convergentă a acestor factori conduce la apariția cîtorva tipuri de parageneze : carbonat + clorit + talc, talc + carbonat, talc + antigorit → talc, carbonat + cuarț (listvänit), cuarț + calcedonie + oxizi de fier + hidroxizi de fier.

CARACTERIZAREA PETROGRAFICĂ A SERPENTINITELOR ȘI A LISTVENITELOR

SERPENTINITELE

Masivul de serpentinite din Banatul de sud are forma unui lopolit asimetric și este alcătuit din roci dunitice și peridotitice serpentinizate parțial sau total. Cele mai răspîndite sînt serpentinitele apodunitice (celulare și lamelare); mai puțin sînt reprezentate tipurile apoharzburgitic, wehrlitic și tipul cu clorit (probabil apotroctolitic) (I. Bercia și Elvira Bercia, 1962).

În regiunea Eibenthal — Baia Nouă au fost recunoscute doar serpentinite apodunitice, observațiile microscopice permițînd urmărirea variațiilor structurale ale rocilor de la tipuri crisotilice cu aspect celular caracteristic, pînă la serpentinitele antigoritice cu structură lamelară. În cantități mici, dar constant, se întîlnește, în ochiurile celulelor, serpophitul.

Mineralele opace sînt reprezentate prin granule de cromite[2] și magnetit cu contururi idiomorfe, adeseori corodate. La cromite se constată de obicei o zonă periferică mai reflectantă (N. Petrulian, 1935), îmbogățită în magnetit; aceste granule zonate sînt îmbrăcate de o coroană cloritică (clinoclor, sheridanit sau pennin) (H. Kräutner, 1962 *a*).

[1] C. Gheorghiu (1948), *Fenomenele de mineralizare în masivul de serpentine din Banatul de sud (p. Inti-Plavișeviță)*, Arh. Inst. geol.

[2] Interpretarea datelor chimice asupra cromitelor din Banat (H. Kräutner, 1962 *a*) arată că este vorba, conform diagramei lui Winchell, de picotit, crompleonast și alumoberezovskit.

Tabelul

Analize chimice de serpentinite, gabbrouri şi

Nr. crt.	Roca	Localizare	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Fe O
1	Dunit parţial serpentinizat	Tişoviţa, Banat	32,77	—	3,58	5,60	4,16
2	Serpentinit celular apodunitic	Banat	34,52	—	0,18	5,97	3,15
3	Serpentinit celular apodunitic	Baia Nouă — Eibenthal, Banat	34,30	—	1,42	5,07	3,09
4	Listvenit cu talc	Baia Nouă — Eibenthal, Banat	20,67	—	0,32	2,75	4,90
5	Listvenit cu talc	Baia Nouă—Eibenthal, Banat	25,05	—	0,12	0,80	7,20
6	Listvenit	Baia Nouă — Eibenthal, Banat	32,65	nd	4,41	nd	6,82
7	Listvenit	Baia Nouă — Eibenthal, Banat	6,00	—	2,20	0,50	2,81
8	Listvenit	Sviniţa, pîrîul Staricica, Banat	20,37	—	9,30	—	7,93
9	Listvenit	Sviniţa. p. Stariţa, — Banat	30,82	—	3,00	0,70	5,00
10	Gabbrou uralitizat	Sviniţa-pîrîul Stariţa, Banat	49,41	1,25	15,70	7,33	1,01

Nd = nedeterminat; * reprezintă Cr.

Analist: Alexandra Dănciulescu: nr. 1,5,8 şi 9; Suzi Iliescu: nr 7, Gh. Lahovary: nr.3 4 şi 10; Al. Kalecsinsky: nr.6; C. Vasilescu: nr. 2.

Surse: I. Bercia şi Elvira Bercia (1962): nr.1,2; F. Schafarzik (1894): nr. 6

În unele cazuri caracterele optice ale acestor clorite corespund şi amesitului, cromamesitului sau kämmereritului; de obicei este însă vorba de pennin (I. Bercia şi Elvira Bercia, 1962). Magnetitul apare şi sub formă de pulbere dispersată în masa rocii, fie în lungul clivajului (001) al antigoritului, fie la periferia celulelor de crisotil; în acest din urmă caz dispoziţia reticulată a fîşiilor de magnetit fin pune în evidenţă structura celulară a rocii chiar cu nicolii paraleli.

Magnetitul pulverulent a luat naştere în cadrul procesului de serpentinizare, în contrast cu magnetitul granular de origine lichid-magmatică (N. Petrulian şi Livia Buzilă-Steclaci, 1954).

Magnezitul este un constituent constant al serpentinitelor; el apare însă în cantităţi reduse (fig.5), fiind distribuit neuniform în masa rocii (pl. I, fig. 8).

LISTVENITELE

Studiul detaliat al listvenitelor aposerpentinitice de pe culmea Papîrsca din regiunea Eibenthal—Baia Nouă[3] ne-a oferit suficiente date pentru

[3] De altfel acesta este şi cel mai dezvoltat corp de listvenite din masivul de ultrabazite din Banatul de sud (fig. 2); în restul masivului ivirile de listvenite sînt de dimensiuni n ai reduse, dar apariţia lor în apropierea contactului cu cristalinul seriei de Poiana Mraconia (fig. 1) nu exclude ipoteza mascării lor parţiale prin încălecarea cristalinului peste serpentinite.

nr. 1

listvenite din Banatul de sud

MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O^+	H_2O^-	Ni	Cr_2O_3	Σ
38,48	—	0,31	0,57	0,38	nd	3,27	nd	10,40	nd	0,25	nd	99,77
41,28	—	0,11	0,30	urme	urme	0,45	0,11	13,31	0,50	0,17	nd	100,50
39,23	1,40	0,14	urme	—	—	1,70	—	13,82	0,18	0,21	0,06*	100,62
33,34	1,75	0,16	urme	—	—	33,49	—	1,76	0,06	0,18	0,21*	99,59
31,00	1,20	0,42	1,39	0,02	urme	32,30	0,12	0,44	0,11	0,17	urme	100,34
21,85	0,65	nd	urme	urme	nd	31,36	nd	0,44		nd	nd	98,20
18,40	26,00	0,06	0,54	0,05	—	43,00	urme	0,23	0,15	nd	nd	99,94
22,70	1,44	0,31	1,50	urme	urme	34,76	0,23	1,10	0,20	0,23	0,24	100,31
10,40	19,50	0,28	0,65	urme	urme	27,80	0,30	1,00	0,13	0,15	0,20	99,93
8,09	11,90	0,11	2,56	0,26	—	0,89	—	1,29	0,06	0,01	0,02*	99,89

separarea cîtorva tipuri de listvenite, deşi există tendinţa de a denumi astfel numai rocile cuarţ-carbonatice (M. A. Kaşkai şi Ş. I. Allahverdiev, 1965). Extinderea acestei denumiri la rocile cu talc este totuşi îndreptăţită, întrucît ele apar în cadrul aceluiaşi proces genetic; listvenitizarea desemnează astfel procesul de transformare a serpentinitelor şi a altor roci înrudite[4] în roci cuarţ-carbonatice (magnezitice sau breuneritice de regulă), în care apariţia talcului şi deci formarea rocilor constituite din talc, carbonat şi cuarţ se înscrie în evoluţia firească a acestui proces. Ne alăturăm astfel părerii exprimate în acest sens de D. S. Korjinski (1955), în ideea simplificării nomenclaturii acestor roci şi pentru evitarea unor termeni cu conţinut mineralogic similar dar denumite diferit (listvenite talc-carbonatice, roci carbonat-talcoase, utilizaţi de G. V. Pinus şi colab., 1958).

a) Listvenite cu serpentin relict. Reprezintă o primă etapă de transformare a serpentinitelor, evidenţiată macroscopic prin trecerea de la culoarea verde închis a serpentinitelor la nuanţe violacee şi gălbui, care conferă acestor roci un aspect pătat.

Sub microscop se remarcă în primul rînd dezvoltarea abundentă a carbonaţilor şi a talcului, alături de care cuarţul se întîlneşte în cantităţi mici, sub forma unor granule mărunte. Structura celulară este frecventă

[4] Sînt denumite, de asemenea, listvenite rocile care iau naştere pe seama calcarelor la contactul lor cu serpentinite (paralistvenite) sau pe seama unor sisturi cristaline (epilistvenite). În acest sens listvenitele aposerpentinice sînt ortolistvenite (I. I. Bok, 1956; M. A. Kaşkai şi S. I. Allahverdiev, 1965).

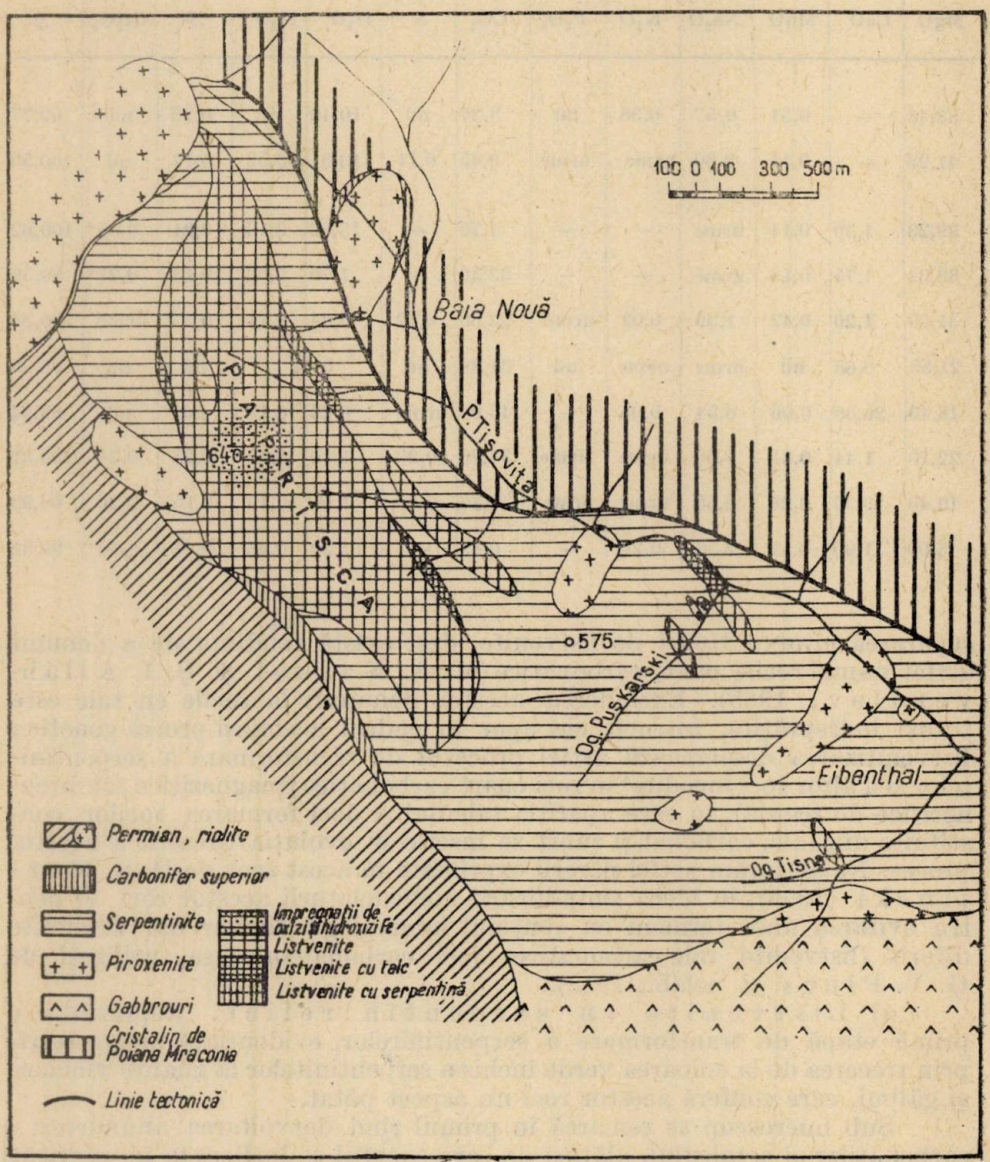


Fig. 2. — Harta geologică a regiunii Eibenthal — Baia Nouă.

Analiza unei astfel de probe, practic monominerală, arată astfel (analist: Alexandra Dănciulescu):

$SiO_2 = 1{,}38\%$	$CaO = 2{,}14$
$Al_2O_3 = 1{,}93$	$MgO = 41{,}17$
$FeO_3 = 0{,}54$	$MnO = 0{,}19$
$FeO = 3{,}76$	$P.1.c = 49{,}73$
	$\Sigma = 100{,}84$

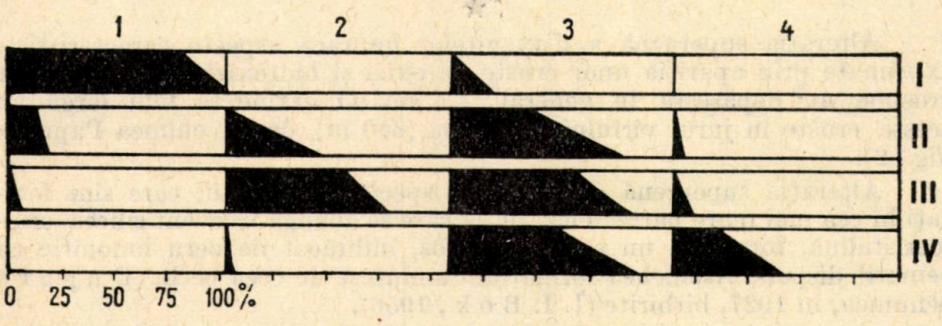


Fig. 5. — Variaţia compoziţiei mineralogice în cadrul procesului de listvenitizare a serpentinelor din Banat.

I, Serpentinite; *II*, listvenite cu serpentin; *III*, listvenite cu talc; *IV*, listvenite; *1*, minerale serpentinice + clorite; *2*, talc; *3*, carbonaţi; *4*, cuarţ. (Date de planimetrare).

În acest stadiu coroanele cloritice din jurul spinelilor dispar, fiind substituite în special cu cuarţ, mai rar cu carbonaţi, ultimii pătrunzînd adeseori şi pe fisurile din granulele opace (pl. II, fig. 15). Zonele periferice mai reflectante ale cromitelor, cu grosimi relativ reduse în serpentinite, avansează centripet în cazul listvenitelor, ajungînd uneori pînă la substituţia totală a nucleului central picotitic (pl. IV, fig. 22).

În mozaicul granoblastic al acestor roci se conservă rareori vagi aspecte celulare; în acest caz este caracteristică substituţia selectivă a celulelor; zonele marginale crisotilice sînt înlocuite prin carbonaţi, iar cele centrale, de obicei serpophitice, prin cuarţ.

Dispersarea pulberii de magnetit, începută în timpul serpentinizării sub forma unor fîşii subţiri pe clivajul antigoritului sau conturînd celulele crisotilice, este amplificată în procesul de listvenitizare, care amorsează în plus şi o „spălare" a magnetitului granular, pusă în evidenţă prin apariţia în jurul său a unor aureole gălbui care afectează atît carbonaţii, cît şi cuarţul.

Relieful unor granule de carbonaţi este adeseori mărit prin concentrarea acestei pulberi la marginea lor; este probabil vorba de o demascare a termenilor ankeritici din listvenite prin oxidarea, fie chiar supergenă, a fierului din ei.

★

Stîncile ruiniforme de la gura pîrîului Starița (pl. IV, fig. 20) sînt constituite din listvenite. Ele au fost menţionate ca „roci hidrotermale" şi figurate pentru prima dată pe hartă de Gr. Răileanu (1953).

În aceste roci carbonatul este reprezentat prin dolomit (fig. 4*c*), fiind asociat cu cuarţ mărunt şi agregate radiare de cuarţină (pl. IV, fig. 21). Numeroase vinişoare de cuarţ şi calcit străbat listvenitele din această zonă; sporadic se întîlnesc granule izolate de pirită. Este vorba probabil de un mic corp de serpentinite transformate integral în listvenite.

O altă ivire de listvenite, semnalată aici pentru prima dată, se află pe ogaşul Staricica (fig. 3); magnezitul (fig. 4a) este de asemenea asociat cu cuarţ şi cuarţină.

Alteraţia supergenă a listvenitelor îmbracă aspecte caracteristice, exprimate prin apariţia unor cruste de oxizi şi hidroxizi de fier, a căror grosime nu depăşeşte în general 2—4 cm. O extindere mai largă au aceste cruste în jurul vîrfului Babaluna (640 m) de pe culmea Paprîsca (fig. 2).

Alteraţia supergenă afectează în special carbonaţii, care sînt levigaţi în cea mai mare parte; cuarţul, la care se adaugă frecvent silicea criptocristalină, formează un schelet silicios, îmbrăcat de ocru limonitic cu hematit dispers. Asemenea formaţiuni amintesc de ceea ce L. Duparc denumea, în 1927, birbirite (I. I. Bok, 1956).

CHIMISMUL LISTVENITELOR

Listvenitele sînt roci magneziene, în care cantitatea de MgO variază între 10,40 şi 33,34%, înregistrîndu-se totuşi o scădere faţă de conţinuturile din serpentinite (39,33 şi 41,28% MgO). Limitele de variaţie ale SiO_2 sînt în general similare cu ale MgO (6—32,65%).

Variaţia participării procentuale a principalilor oxizi în ansamblul transformărilor autometasomatice în seria dunite-serpentinite-listvenite este exprimată grafic în diagrama din figura 6. Se remarcă tendinţa de scădere treptată a MgO şi SiO_2, curba cu alură ascendentă a CO_2, precum şi comportarea caracteristică a valorilor H_2O, cu un maxim la serpentinite; o alură similară are curba coeficientului de oxidare ω, în ansamblu similară cu curba H_2O. Prin urmare, tendinţa generală de scădere a valorilor principalilor oxizi în procesul de listvenitizare este evidentă, ea fiind compensată numai de creşterea valorilor CO_2 şi a Fe_2O_3. De remarcat este variaţia redusă a tuturor valorilor, cu excepţia lui ω, la trecerea de la dunite la dunite serpentinizate.

Pentru comparaţie au fost proiectate pe această diagramă şi valorile medii pentru 60 de analize chimice de listvenite din M. A. Kaşkai şi Ş. I. Allahverdiev (1965); se observă încadrarea datelor noastre în limitele de variaţie indicate de aceşti autori; o notă discordantă este dată doar de valoarea lui ω, mult mai ridicată în cazul listvenitelor luate pentru comparaţie.

În diagrama compoziţie-parageneză din figura 7 au fost proiectate datele analitice din tabelul nr. 1, precum şi date din literatură; utilizarea acestora din urmă a fost necesară pentru verificarea, pe această cale, a tipurilor de listvenite separate de noi în Banat, în special pentru list-

venitele cu serpentin[5] (cîmpul II), pentru care nu avem analize din Banat. Gruparea analizelor în cîmpurile respective oferă o verificare în plus a acestei diagrame, devenind totodată o bază pentru clasificarea chimico-

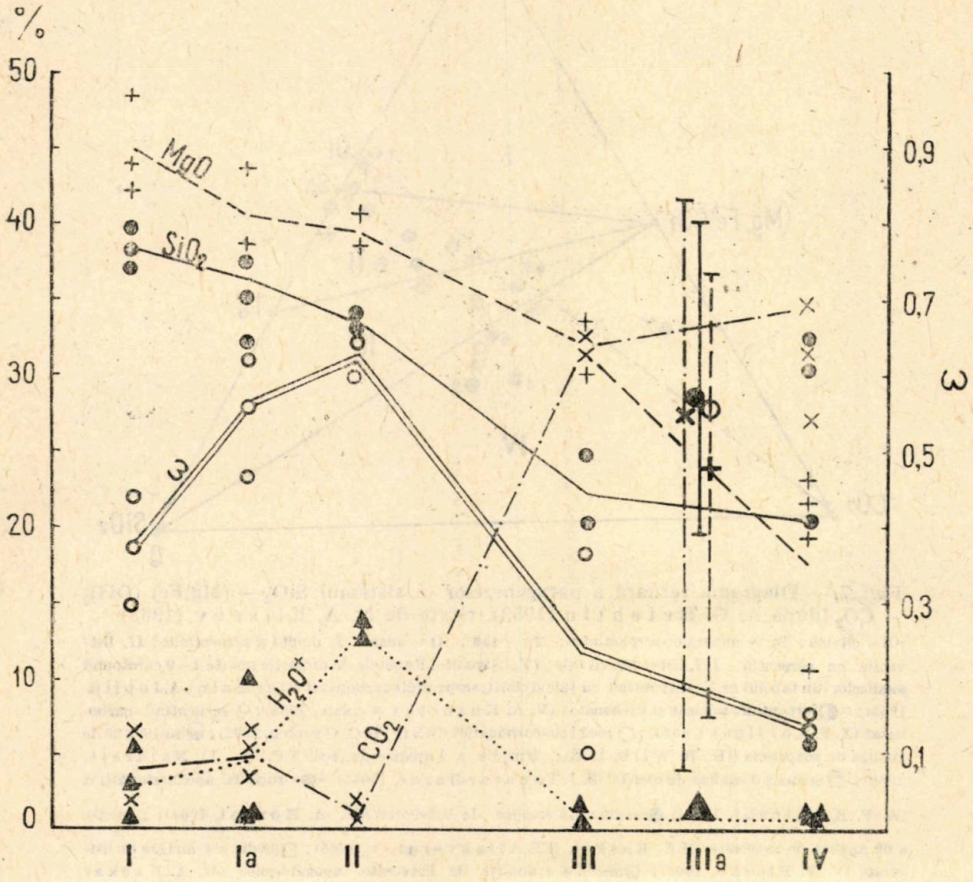


Fig. 6. — Diagrama variaţiei chimismului în seria de transformări autometamorfice dunite-serpentinite-listvenite.

I, Dunite (analize din A. Johannsen, 1958, vol. IV şi G. V. Pinus şi colab., 1958); *Ia*, dunite parţial serpentinizate (analiza 1, tabelul nr. 1 şi 2 analize din G. V. Pinus şi colab., 1958); *II*, serpentinite; *III*, listvenite cu talc; *IV*, listvenite (analizele din tabelul nr. 1); *IIIa*, media valorilor minime şi maxime pentru 60 de analize de listvenite (M. A. Kaşkai şi Ş. I. Allahverdiev, 1965).

ω – coeficientul de oxidare după P. Niggli $\left(\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}\right)$.

mineralogică cantitativă a listvenitelor, în special a celor aposerpentinitice.

---

[5] În cîmpul listvenitelor cu serpentin (fig. 7 II) s-au regăsit proiecţiile analizelor unor roci denumite diferit (serpentinite cu talc şi clorit, serpentinite talcizate şi carbonatate, unele „soapstone") în care, conform descrierilor autorilor respectivi, există minerale serpentinice relicte.

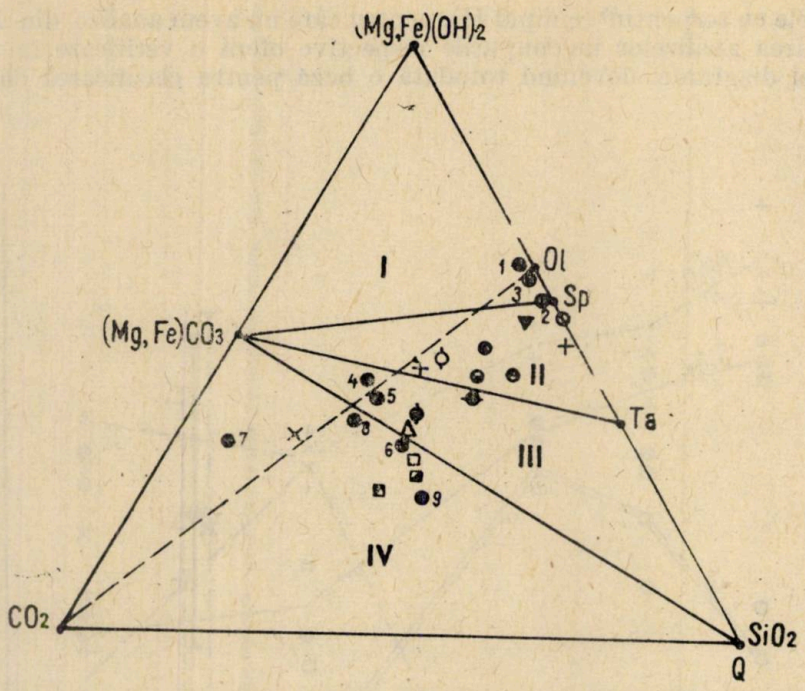


Fig. 7. — Diagrama ternară a paragenezelor în sistemul SiO_2 — (Mg,Fe) $(OH)_2$ — CO_2 (după A. G. Betehtin (1953), citate de N. A. Eliseev (1963).

Ol = olivină; Sp = minerale serpentinice; Ta — talc; Q = cuarț. *I*, dunite și serpentinite; *II*, listvenite cu serpentin; *III*, listvenite cu talc; *IV*, listvenite. Punctele de proiecție notate 1—9 corespund analizelor din tabelul nr. 1 + serpentinit cu talc și clorit, serpentinit carbonatat (Germaine A. Joplin, 1963); ◐ serpentinit talcizat și carbonatat (V. A. Kuznețov și colab., 1962); ♀ serpentinit carbonatat (A. F. Korjinski, 1964); ○ rocă talc-carbonatică (TC) (P. L. C. Grubb, 1962); ◒ media a 26 de analize de soapstone ((H. B. Wiik, 1953); ▼ media a 9 analize de roci T.C. (A. J. Naldrett, 1966); ◓ media a 6 analize de roci TC (Z. I. Tanatar-Baraș, 1964); -●- rocă TC apoharzburgitică (A. F. Korjinski, 1964); ● media a 13 analize de listvenite (V. A. Horvat, 1964); △ media a 60 analize de listvenite (M.A. Kaşkai, Ş.I. Allahverdiev, 1965); □ media a 4 analize de listvenite (V. V. Ploşko, 1963); ◪ media a 4 analize de listvenite apogabbroice (M. A. Kaşkai și Ş. I. Allahverdiev, 1965); ◩ media a 2 analize de listvenite apognaisice (V. A. Horvat, 1964); × rocă cuarț-carbonatică apoharzburgitică (A. F. Korjinski, 1964).

Notă : unde nu se specifică, este vorba de listvenite sau roci TC aposerpentinitice.

Elementele minore determinate în serpentinite și listvenite nu arată variații cantitative prea largi (tabelul nr. 2); se remarcă în general o sărăcire relativă în Ni, Cr, Co și Ga în listvenite, în contrast cu îmbogățirea în Cu la listvenitele de pe pîrîul Starița, situate în apropierea unor mase importante de riolite permiene (fig. 3).

GENEZA LISTVENITELOR

Formarea listvenitelor și în special a celor aposerpentinitice trebuie discutată desigur în legătură cu procesul de serpentinizare. Ipotezele

Tabelul nr. 2

Analize spectrale semicantitative pe serpentinite, listvenite şi gabbrouri din Banat (ppm)

Nr. crt.	Ni	Cr.	Co	V	Ga	Cu	Mn
1(3)	>1000	>250	95–138	~10	66–78	15	nd
2(4)	980	>250	82– 83	~10	45–54	10	nd
3(5)	880–890	158–174	50– 53	–	37–40	25	nd
4(7)	800	475	17,5	nd	nd	nd	1133
5(8)	1100–1200	250	120–124	~10	54–56	135–145	nd
6(9)	840–1200	175	6–11	–*	26–39	15–17,5	nd
7(10)	130–240	139–250	40– 47	<10	14–18	6–7	nd

nd – nedeterminat; * mascat de calciu

Analist: Jeana Ionescu

Notă: Numerele din paranteze corespund celor din tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 3

Cîteva proprietăţi fizice ale serpentinitelor şi listvenitelor din Banat *

Tipul de rocă	Greutate volumetrică	Porozitate	Densitate
Serpentinit	2,54	1,50	2,58
Listvenit cu serpentin	2,80	2,10	2,86
Listvenit	2,80	1,75	2,85
Listvenit	2,92	2,74	3,00

* Determinările au fost făcute în Laboratorul de geologie tehnică al Întreprinderii geologice de prospecţiuni.

privind formarea serpentinitelor pot fi încadrate în două categorii, după cum se admite originea lor auto- sau allometamorfică.

Pentru serpentinitele din Banat au fost aduse argumente în sprijinul originii lor autometamorfice (I. Bercia şi Elvira Bercia, 1962; H. Kräutner, 1962 *b*). Pe lîngă serpentinizarea autometamorfică cu caracter regional a fost remarcată însă şi o etapă allometamorfică a procesului, evidenţiată în aureola filoanelor acide (I. Bercia şi Elvira Bercia, 1962).

Întrucît încumbă dublarea sau chiar triplarea cantităţii de apă existentă în dunite, serpentinizarea este în primul rînd un proces de hidratare. Avînd însă în vedere reversibilitatea reacţiei de transformare a mineralelor serpentinice în olivină, serpentinizarea poate fi privită în general, exceptînd hidratarea, doar ca un proces de restructurare izochimică (T. P. Thayer, 1966).

În contrast cu serpentinizarea, formarea listvenitelor reclamă o intensă deshidratare (fig. 6), concomitent cu o acţiune intensă şi pe scară largă a CO_2. Listvenitizarea reprezintă astfel, în esenţă, un proces de carbonatare care se poate produce, ca şi serpentinizarea (T. P. Thayer, 1966), la volum constant. Transformarea serpentinitului în listvenit poate

fi ilustrată în acest sens de următoarea ecuație (F. J. Turner, J. Verhoogen, 1951):

$$H_4Mg_3Si_2O_9 + 3\ CO_2 \rightarrow 1{,}5\ MgCO_3 + 0{,}5\ H_2Mg_3Si_4O_{12} + 1{,}5\ CO_2 +$$

serpentin (276 g; 110 cm³) — magnezit (126 g; 42 cm³) — talc (189 g; 70 cm³)

$$1{,}5\ H_2O \rightarrow 3\ MgCO_3 + 2\ SiO_2 + 2\ H_2O \qquad [1]$$

magnezit — cuarț

(252 g; 74 cm³) (120 g; 45 cm³)

Cînd aceste ecuații sînt incomplete, asocierea palasomului cu metasomii poate conduce, în condițiile unui echilibru metastabil, la formarea termenilor intermediari ai listvenitizării: listvenite cu serpentin și listvenite cu talc. Pentru acestea din urmă proporțiile teoretice, conform acestei ecuații, vor fi de 60% talc și 40% magnezit.

Procesul ajunge însă la echilibru stabil abia cînd palasomul sau metasomul intermediar (talcul) dispar și ia naștere parageneza binară cu 68% magnezit și 32% cuarț (conform ecuației [1]). Practic însă aceste proporții teoretice pot varia în limite mai largi (fig. 6), datorită pe de o parte posibilității de formare direct din serpentin a asociației magnezit (78%) + cuarț (22%) (ecuația [2]), pe de altă parte apariției carbonaților feromagnezieni sau a dolomitului.

$$H_4Mg_3Si_2O_9 + 3\ CO_2 \rightarrow 3\ MgCO_3 + SiO_2 + 2\ H_2O + SiO_2 \qquad [2]$$

(276 g; 110 cm³) (252 g; 74 cm³) (60 g; 22 cm³) în soluție

Dispunerea zonală a tipurilor de listvenite în regiunea Eibenthal — Baia Nouă arată, printre altele, o evoluție completă a procesului, care a cuprins și etapa de formare a talcului. Creșterea treptată a presiunii parțiale a CO_2 în soluție (ilustrată pe diagrama din figura 7 prin linia punctată) conduce la dispariția succesivă a mineralelor serpentinice și a talcului în favoarea metasomilor mai stabili în noile condiții (carbonat, cuarț).

Sursa de CO_2 necesar listvenitizării trebuie căutată în primul rînd în magma ultrabazică însăși care, prin diferențiere avansată poate furniza, conform principiului polarității al lui Lodocinikov, cantități însemnate de componenți care n-au luat parte la formarea paragenezelor magmatice.

Admițînd în plus și posibilitatea că magmele ultrabazice, de obicei cu caracter inițial, sînt capabile să absoarbă din sedimentele încă neconsolidate anumite cantități de H_2O și CO_2 în momentele în care presiunea hidrostatică depășește presiunea parțială a apei magmatice (A. Rittmann, 1959), nu mai este necesar să apelăm la influența intruziunilor acide tardive pentru explicarea formării listvenitelor (N. D. Sobolev, 1953; G. V. Pinus și colab. 1958; V. A. Kuznețov și colab., 1962 etc.). Nu excludem apriori posibilitatea allometamorfică a formării listvenitelor; în asemenea cazuri este însă caracteristic un aport însemnat de alcali (V. V. Ploșko, 1963), care nu se remarcă în cazul listvenitelor din Banat (tabelul nr. 2).

Separarea abundentă a CO_2 ca fază fluidă principală în soluţiile postmagmatice legate de magme ultrabazice, în care iniţial constituia, în absenţa alcalilor, un component nemiscibil, are loc în condiţiile aducerii masivului ultrabazic deja consolidat la nivele de adîncime redusă. În asemenea condiţii CO_2 poate exista ca fază fluidă separată, avînd densitatea comparabilă cu a apei (R. M. Garrels şi D. H. Richter, 1955). În acest caz rolul apei este subordonat; agentul cel mai activ fiind CO_2, R. J. Holden (1937) propune definirea acestor procese ca „metamorfism carbotermal" (listvenitele putînd fi considerate, în acest sens, carbometasomatite), în contrast cu metamorfismul hidrotermal, caracterizat în ansamblu prin reacţii de hidroliză.

Listvenitele din Banat pot fi privite astfel ca formaţiuni autometamorfice (autometasomatice); zonalitatea lor specifică şi independentă de corpurile de roci eruptive acide mai noi, absenţa unor indicii de aport hidrotermal străin, reversibilitatea reacţiei serpentin $\rightleftharpoons$ talc + magnezit (observată de Naldrett, 1966) pledează în acest sens. Listvenitizarea a urmat procesului de serpentinizare, constituind împreună etape ale diferenţierii postmagmatice a masivului de ultrabazite, etape condiţionate de activarea succesivă a H_2O (serpentinizarea) şi a CO_2 (listvenitizarea).

CONCLUZII

— Listvenitele aposerpentinitice din Banatul de sud au o compoziţie similară cu a rocilor denumite în literatura de limbă engleză „soapstone", de care se deosebesc însă prin prezenţa cuarţului; preferăm termenul de listvenite din motive de prioritate.

— Variaţia sistematică a compoziţiei mineralogice a listvenitelor din această regiune dă posibilitatea separării a trei tipuri petrografice: 1) listvenite cu serpentin relict; 2) listvenite cu talc; 3) listvenite propriu-zise (sensu stricto).

— Carbonaţii din listvenite sînt reprezentaţi prin magnezit şi dolomit. Cloritele magneziene şi cromifere, abundente în primele două tipuri, sînt substituite în listvenitele propriu-zise prin cuarţ.

— Separarea celor trei tipuri petrografice de listvenite este confirmată şi de variaţia sistematică a chimismului lor, ilustrată în figurile 6 şi 7. Listvenitizarea poate fi caracterizată astfel ca un proces de intensă deshidratare a rocilor concomitent cu o carbonatare treptată a lor.

— Sursa de CO_2 necesară procesului de listvenitizare, în acord cu geneza autometamorfică a serpentinitelor din această regiune (I. Bercia şi Elvira Bercia, 1962; H. Kräutner, 1962) este magma ultrabazică însăşi. Zonalitatea specifică a corpurilor de roci acide, absenţa unui aport hidrotermal străin (tabelul nr. 2), reversibilitatea reacţiei de transformare serpentin $\rightleftharpoons$ talc + magnezit, precum şi posibilitatea separării unei faze fluide separate de CO_2 (R. M. Garrels şi D. H. Richter, 1955) în condiţiile de presiune şi temperatură scăzută ale transformărilor autometamorfice ale masivelor ultrabazice sînt argumente suficiente pentru a admite că listvenitizarea este un proces autometamorfic.

Formarea listvenitelor urmează procesului de serpentinizare, constituind împreună etape ale diferenţierii postmagmatice a masivului de ultrabazite, etape condiţionate de activarea succesivă a H_2O (serpentinizarea) şi a CO_2 (listvenitizarea).

LISTVENITES OF SOUTH BANAT (EIBENTHAL — BAIA NOUĂ AREA)

SUMMARY

The aposerpentinitic listvenites of South Banat are of similar mineralogical composition with the rocks called in english-writing literature "soapstone", but they have, in addition, quartz. These rocks are formed at the expense of both lamelar and cellular serpentinites and occupy the central part of the ultrabasic massif in the Eibenthal-Baia Nouă area (Fig. 1).

A systematic variation in the mineralogical composition of listvenites in this area (Fig. 5) permit the separation of three petrographic types: 1) listvenites with relict serpentine minerals (more than 30 percent); 2) talcose listvenites and 3) listvenites — sensu stricto. The carbonate in these rocks are represented by magnesite and dolomite (Fig. 4). The chlorites are frequent, mostly in the types 1 and 2, in the listvenites sensu stricto they substituted by quartz.

The variation in the chemical composition of rocks in the series dunite-serpentinite — listvenite are illustrated in the diagram of fig. 6. The separation of the three types of listvenites are confirmed by the composition-paragenesis diagram (fig. 7). This diagram is an attempt to classification of the listvenites on chemical-mineralogical basis.

The genesis of the listvenites is discussed in relation to the autometamorphic genesis of the serpentinites, previously argued and accepted by I. and Elvira Bercia (1962) and by Kräutner (1962) for this area. The listvenitization process is one of intensive dehydration of the rocks with a simultaneous gradual carbonation. Thus, the listvenites may be called carbometasomatites.

The CO_2 required for the listvenitization originates in the ultrabasic magma itself; in the initial times of the formation this magma is able to captivate both H_2O of the geosynclinal sediments (A. Rittmann, 1959) and CO_2. The lack of the foreign hydrothermal elements in listvenites (tables 2) support this hypothesis. The separation of CO_2 out of the magma took place when the consolidated ultrabasic massif was raised at little depths; in these conditions the CO_2 may exist as a separate fluid phase (Garrels and Richter, 1955).

Thus, the antometamorphic transformation of the dunite is due to a successive activation of H_2O (serpentinization) and of the CO_2 (listvenitization) in the residual liquids of the ultrabasic magma.

Fig. 8. — Serpentinit cu structură celulară. Carbonatul, sub forma unor mici plaje(alb) invadează de regulă interiorul serpophitic al celulelor. N+, 44x.

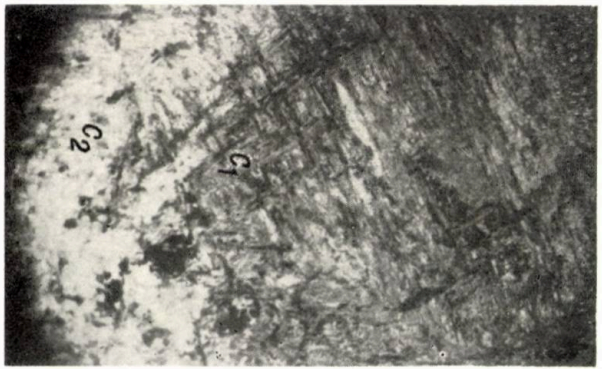


Fig. 10. — Listvenit cu serpentin. Substituţie metasomatică mai avansată. Alături de pseudomorfozele de carbonat (C_1) pe crisotil, se găsesc şi plaje mari de carbonat (C_2), în care apare uneori şi cuarţul. N+, 60x.

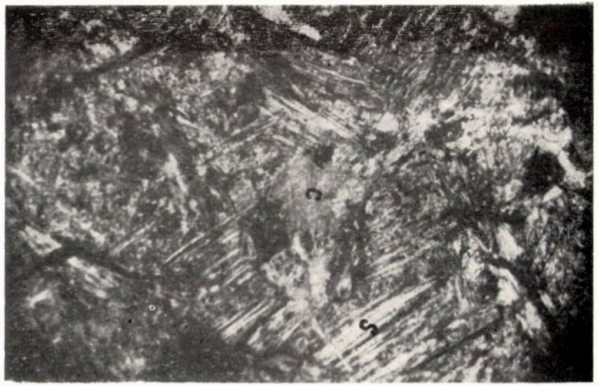


Fig. 9. — Listvenit cu serpentin. Lamele de antigorit (s) substituite de carbonat (c) care apare şi ca plaje. N+, 43x.

Fig. 11. — Listvenit cu serpentin. Alături de carbonaţi (c) apare şi talcul (T) sub forma nuor benzi înguste la periferia lamelelor de antigorit (S). N+, 42x.

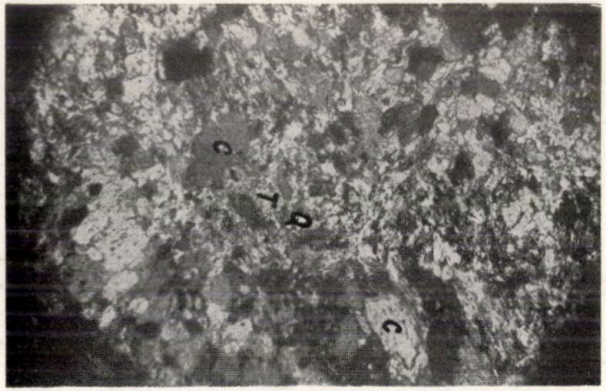


Fig. 12. — Listvenit cu talc. Între granoblastele mari de carbonat (c) apar plaje microlepidoblastice de talc (T). N+, 17x.

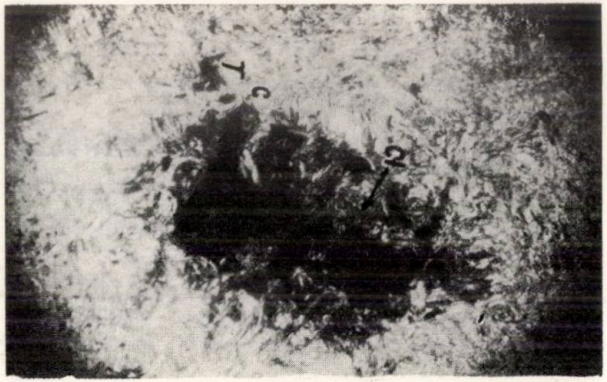


Fig. 13. — Listvenit cu talc. În jurul unui granul de spinel (negru) — coroana de clorite (Cl). Carbonat (c) și talc (T). N+, 17x.

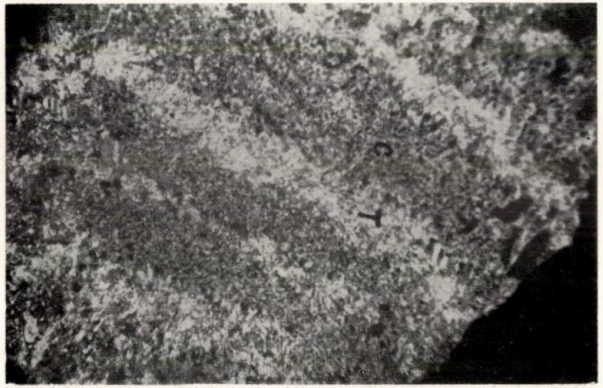


Fig. 14. — Listvenit cu talc. Textură în benzi. Carbonat (c) și talc (T). N+, 7x.

Fig. 15. — Listvenit. Coroana cloritică din jurul spinelului dispare, fiind substituită cu talc și carbonat. N+, 14x.

PLANȘA II

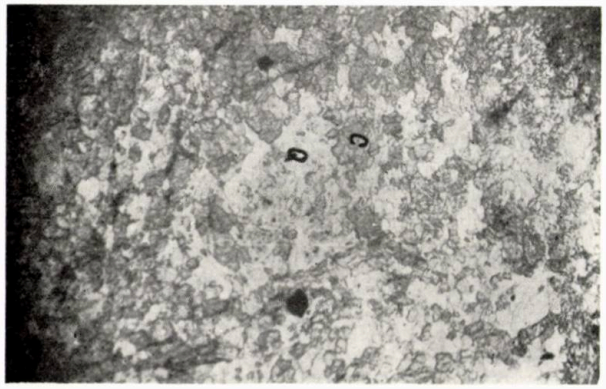


Fig. 16. — Listvenit. Carbonat (C) şi cuarţ (Q). NII, 13 x.

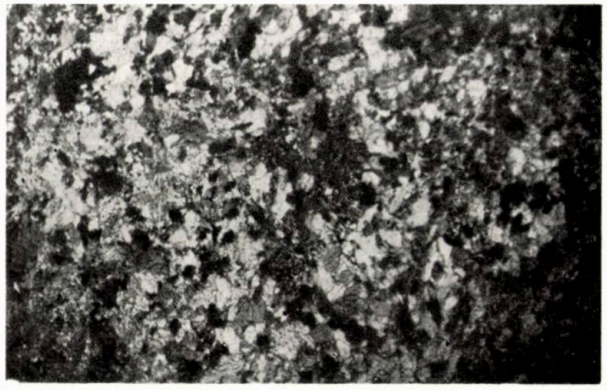


Fig. 18. — Listvenit cu textură în benzi. Carbonat (C) şi cuarţ (Q). N+, 20x.

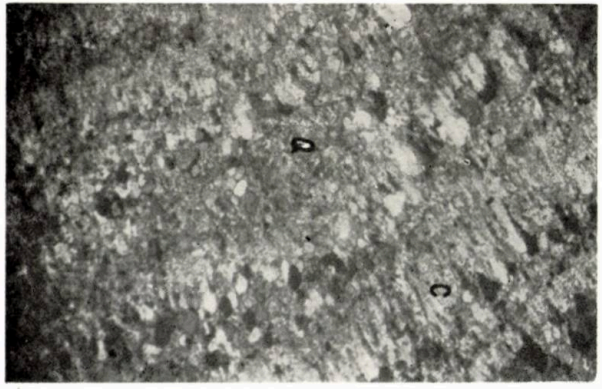


Fig. 17. — Listvenit. N+.

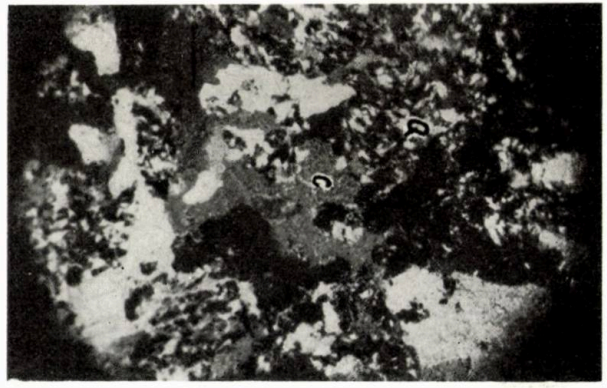


Fig. 19. — Listvenit. Se remarcă structura granoblastică inechigranulară. Carbonat (C) şi cuarţ (Q). N+, 42x.

Fig. 20 — Listvenitele de la gura pîrîului Stariţa (fig. 3). De remarcat aspectul ruiniform caracteristic.

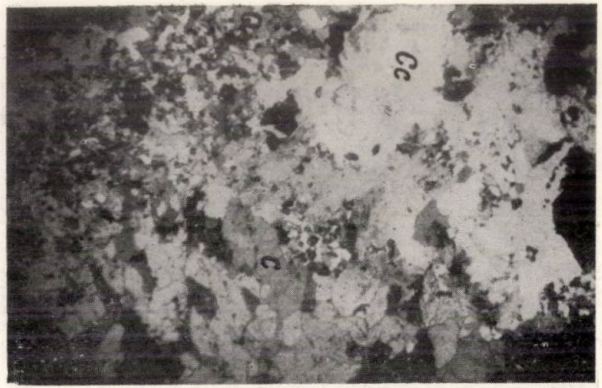


Fig. 21. — Aspectul microscopic al listvenitelor din fig. 20. Carbonatul (C) este asociat cu cuarţ (Q) şi cuarţină (Cc). N+, 20x.

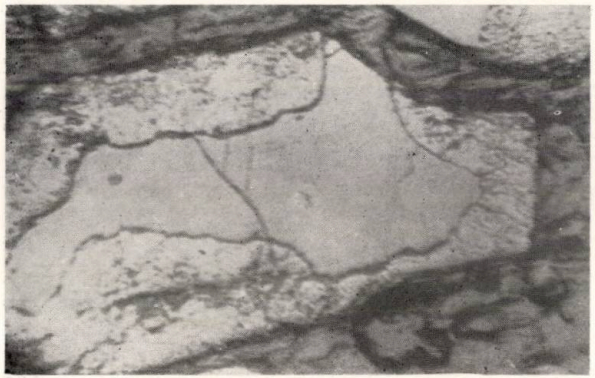


Fig. 22. — Granul de picotit cu o zonă periferică mai reflectantă, poroasă, în serpentinit. NII, 40x (secţiune lustruită).

Fig. 23. — Granul de spinel fără nucleu picotitic, în listvenit. NII, 40x (secţiune lustruită)

PLANŞA IV

BIBLIOGRAFIE

BERCIA I., BERCIA ELVIRA (1962), *Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de sud*, An. Com. geol., **XXXII**.

BETEHTIN A.G. (1955), *Ghidrotermalnie rastvori, ih priroda i proțessi rudoobrazovania* în *„Osnovnie problemi v ucenii o magmatoghennih rudnih mestorojdeniah"*, Moscova.

BOK I.I. (1956), *Listveniți, ih osobennosti, raznovidnosti i uslovia obrazovania*, Izv. AN Kaz. SSR, ser. gheol., **22**, Alma-Ata (extras).

BOWEN N.L., O.F. TUTTLE (1949), *The system $MgO \cdot SiO_2 - H_2O$*, Bull. Geol. Soc. Amer., **60**, *3*.

CODARCEA AL. (1935), *Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina—Svinița (dép. de Severin)*, D.S. Inst. geol. Rom., **XXI** (1932—1933).

ELISEEV N.A. (1963), *Metamorfizm*, Moscova.

FIRSOV L.V. (1959), *K voprosu ob istocinike CO_2 v poslemagmaticeskom ghidrotermalnom mineraloobrazovanii*, Trudî VNII—1, *42*, Gheologhia, Magadan (extras).

FOETTERLE F. (1869), *Die Gegend zwischen Tissovitza, Orsova, der Tilfa-Frasinului und Topletz in der Roman-Banater Militärgrenze*, Verh. d. k. k. geol. R.A., Viena.

GARRELS R. M. D. H. RICHTER (1955), *Is carbon-dioxide an ore-forming fluid under shallow-earth conditions?*, Econ. Geol., **50**, *5*.

GHEORGHIU C. (1953), *Transformarea rocilor sub influența activității postmagmatice*, Rev. Univ. „C.I. Parhon" și a Politeh. București, Seria șt. nat. *2*.

GRUBB P.L.C. (1962), *Serpentinization and chrysotile formation in the Matheson ultrabasic belt, Northern Ontario*, Econ. Geol., **57**, *8*.

HOLDEN R.J. (1937), *Magmatic carbonation-carbothermal metamorphism*, Econ. Geol., **XXXII**, *8*.

HORVAT V.A. (1964), *Listveniți Balik—Suiskogo rudnogo polia v Tasa—Keminskom hrebte (Severnaia Kirghizia)*, în *Materiali po gheologhii rudnih mestorojdenii Tian—Șania*, Frunze.

JOHANNSEN A. (1958), *A descriptive Petrography of the Igneous Rocks*, Chicago, **IV**.

JOPLIN GERMAINE A. (1963), *Chemical analyses of australian rocks. Part I: igneous and metamorphic*, Bur. Min. Res., Geol. Geophys., Bull. 65.

KAȘKAI M.A., Ș.I. ALLAHVERDIEV (1965), *Listveniți, ih ghenezis i klassificația*, Baku.

KORJINSKI A.F. (1964), *Ghidrotermalno zmineni porodi i ih znacenia dlia rozuminnia proțesiv rudoutvorennia*, Kiev.

KORJINSKI D.S. (1955), *Ocerk metasomaticeskih proțessov*, în *Osnovnie problemi v ucenii o magmatoghennih rudnih mestorojdeniah*, Moscova.

— (1960), *Mineralnie paraghenezisi sistemi $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ i rejim vodî i uglekislotî pri metamorfizme*, Mineralog. sb. Lvovsk. gheol. Obsc., **14**, Lvov.

KRÄUTNER H. (1962 *a*), *Comportarea spinelilor cromiferi în procesul de serpentinizare (Banatul de sud)*, St. cerc. geol., **VII**, *3—4*.

— (1962 *b*), *Asbestul crisotilic din serpentinitele Banatului de SE*, St. cerc. geol., **VII**, *3—4*.

KUZNEȚOV V.A., A.A. TÎCINSKI, I.P. ȘCERBAN (1962), *Gheteroghennost kvarțevo-karbonatnih porod listvenitovo oblika i sviaz s nimi rtutnogo orudenenia*, Gheol. Gheofiz., Novosibirsk, *10*.

NALDRETT A.J. (1966), *Talc-carbonate alteration of some serpentinized ultramafic rocks south of Timmins, Ontario*, Jour. Petrology, **7**, *3*.

PETRULIAN N. (1935), *Étude chalcographique de chromites du Banat*, Bul. Soc. rom. geol., **II**.

PETRULIAN N., LIVIA BUZILĂ—STECLACI (1954), *Contribuții la studiul serpentinelor nichelifere din R.P.R., Serpentinele din Banat*, Bul. șt. Acad. R.P.R., Secț. șt. biol., agron., geol., geogr., **VI**, *3*.

PINUS G.V., V.A. KUZNEȚOV, I.M. VOLOHOV (1958), *Ghiperbazitî Altae—Saianskoi skladciatoi oblasti*, Moscova.

PLOȘKO V.V. (1963), *Listvenitizația i karbonatizația v zakliucitelnie etapî formirovania Uruștenskogo magmaticeskogo kompleksa Severnogo Kavkaza*, Izv. AN SSSR, Ser. gheol., Moscova, *5*.

RĂILEANU GR. (1953), *Cercetări geologice în regiunea Svinița—Fața Mare*, Bul. șt. Acad. R.P.R., Secț. șt. biol., agron., geol., geogr., **V**, *2*, București.

RITTMANN A. (1959), *Zur Herkunft der Magmen*, Geol. Rundschau, Stuttgart, **48**.

SCHAFARZIK F. (1894), *Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal—Ujbanya, Tiszovicza und Svinyicza*, Jahresber. d.k. ung. geol. A. f. 1892, Budapest.

Sobolev N.D. (1953), *K harakteristike kavkazskih ultrabazitov*, Izv. AN SSSR, Ser. gheol., Moscova, 1.

Tanatar—Baraş Z.I. (1964), *Petrohimia ultraosnovnih porod Belozerskogo jelezorudnogo raiona*, Gheohimia, Moscova, **5**.

Thayer T.P. (1966), *Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process*, Amer. Mineralogist, **51**, *5—6*.

Turner F., Verhoogen J. (1951), *Igneous and metamorphic Petrology*, New York.

Vesasalo A. (1965), *Talc schists and soapstone occurrences of Finland*, Bull. Comm. Géol. Finlande, Helsinki, *216*.

Wellman H.W. (1943), *Talc-magnesite and quartz-magnesite rock, Cobb— Takaka district*, N. Zeal, J. Sci. Tech., **XXIV**, *3 B* (1942), Wellington (extras).

Wiik H.B. (1953), *Composition and origin of soapstone*, Bull. Comm. géol. Finlande, Helsinki, *165*.

Primit la redacţie la 21 iulie 1969

Institutul Geologic al
Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

ANIZOTROPIA OPTICĂ A UNOR ROCI

de

G. PALIUC

55(05)

În cursul examinării materialului petrografic provenit din lucrările de explorare din regiunea Schela — Viezuroiu s-a observat că șisturile pirofilitice intercalate în formațiunea de Schela au anumite proprietăți optice ; de aceste proprietăți ne ocupăm în cele ce urmează. Constituentul principal al acestor roci este pirofilitul, determinat ca atare cu ajutorul analizei roentgenografice, efectuată de G. N e a c ș u[1] . Pe lîngă pirofilit, care poate ajunge pînă la ± 90% din masa rocii, aceasta mai poate conține, după cum arată și analiza amintită, sericit, talc, clorit, apoi cloritoid, cuarț, pirită și mai ales acel pigment negru de substanță cărbunoasă care împiedică atît de mult studiul microscopic al rocilor.

Aceste roci sînt, în general, cenușii închis, adesea au un luciu satinat, o granulație extrem de fină și o șistuozitate perfectă. O descriere amănunțită a acestor roci este dată de G. P a l i u c[2].

La microscop, între nicolii paraleli nu se observă decît praful pigmentului negru, amintit mai sus, răspîndit sub formă de cuiburi, lentile, dîre ce străbat toată secțiunea. Între nicolii încrucișați apar printre particulele pigmentului o puzderie de foițe și solzi alungiți de pirofilit, în general cu contur neregulat (în măsura în care pot fi sesizați), avînd culori joase de birefringență (ord. I). În afară de acest pirofilit, care constituie masa fundamentală a rocii și care are culori joase de birefringență, se mai pot observa, destul de des în această masă, aglomerări lenticulare de pirofilit care pot ajunge de la dimensiuni abia sesizabile, la lungimi de mai mulți centimetri și chiar mai mari, formînd adevărate intercalații în rocă. Ele sînt alcătuite din foițe ce au tendința de

[1] G. N e a c ș u (1965), *Studiul roentgen al argilelor din zăcămintele de cărbuni de la Schela, Anina și Rovinari*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[2] G. P a l i u c (1965), *Raport privind documentarea mineralogică și petrografică a lucrărilor executate în șantierul IGEX Viezuroiu 1965*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol. G. P a l i u c (1966), *idem*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

a se dispune perpendicular pe axa mare a lentilei, iar lentila însăşi se aşterne aproape totdeauna cu axa mare în planul şistuozităţii rocii. Acestea au culori de birefringenţă de ordin mai ridicat şi au o răspîndire neregulată.

Ele sînt formaţiuni secundare, care au luat naştere prin diferenţiere metamorfică din pirofilitul din masa rocii. Aceste elemente avînd dimensiuni mai mari (0,5—0,6 mm) decît foiţele din masa rocii aparent nu participă la orientarea optică uniformă a granulelor minerale din rocă.

Pirofilitul mai apare uneori sub forma unei mase albe, curate, îndesată în diaclaze şi crăpături, ce străbat roca în toate direcţiile şi care a fost determinată tot prin metoda roentgenografică. Sub microscop, observat cu un obiectiv mai mare, se vede că această masă este constituită din foiţe de pirofilit de diverse forme : evantai, nucă, scări, acordeon etc. Unele din aceste forme le găsim şi la lentilele descrise mai sus. Ele au totdeauna o talie mai mare (0,5—0,6 mm) decît foiţele uniforme din masa rocii. Acest pirofilit constituie şi el un caz de diferenţiere metamorfică. Nici aceste formaţiuni, aparent, nu participă la orientarea uniformă a constituenţilor cristalini ai rocii.

La această orientare participă doar masa principală a şisturilor pirofilitice, adică partea caracterizată printr-o structură microgranulară blasto-pelitică şi o textură fin şistuoasă.

Rocile descrise mai sus reprezintă echivalentul metamorfic în condiţiile faciesului de şisturi verzi a unor sedimente argiloase caolinitice, de vîrstă liasică în cea mai mare parte, aparţinînd cunoscutei formaţiuni de Schela, denumită ca atare de L. Mrazec (1895).

1. ORIENTAREA UNIFORMĂ A CONSTITUENŢILOR CRISTALINI AI ŞISTURILOR PIROFILITICE

Un caracter deosebit al acestor roci este orientarea uniformă a foiţelor de pirofilit eventual şi de sericit (cînd acesta este prezent în rocă). Într-adevăr, secţiunile subţiri ale acestor roci, puse între nicolii încrucişaţi, tind să se stingă şi să se lumineze simultan[3], la rotirea platinei microscopului (fig. 1 şi 2).

Acest fenomen se observă cel mai bine în secţiuni perpendiculare pe planul de şistuozitate al rocii şi este cu atît mai clar cu cît secţiunea este mai subţire.

La o rotire completă a masei microscopului, constituenţii cristalini din masa principală a rocii se sting şi se luminează simultan de patru ori.

[3] Abundenţa de substanţă cărbunoasă în rocă face ca cea mai mare parte a secţiunii să fie acoperită ; astfel, mineralale birefringente pe care le urmărim, în special pirofilitul şi sericitul, sînt în cea mai mare parte ascunse şi sustrase observaţiei. Totuşi, aproape totdeauna mai sînt zone şi pete lipsite de pigmentul negru ; aceasta mai ales la periferia preparatului, mai rar în interiorul acestuia. În aceste puncte se pot urmări, mai ales cu ajutorul compensatorilor, extincţia şi variaţia culorilor de birefringenţă a mineralului. Determinarea diferitelor direcţii optice în aceste zone este valabilă pentru toată secţiunea. Această valabilitate stă în picioare chiar şi atunci cînd determinarea s-a făcut pe o suprafaţă de numai 4—5 mm². Din practica la microscop am constatat că în două sau mai multe puncte diferite şi distanţate, orientarea optică a solzişorilor de pirofilit sau sericit este totuşi comună. Aceasta bineînţeles cu condiţia ca proba să nu provină dintr-o zonă deranjată.

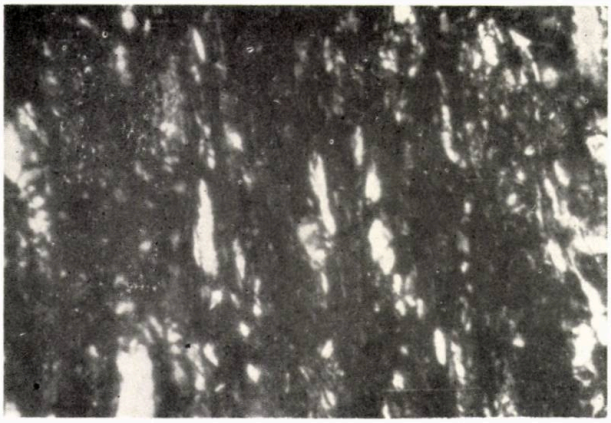


Fig. 1. — Șist pirofilitic grafitos. N+ ; 100 X ; planul de polarizație paralel cu NN (extincție).

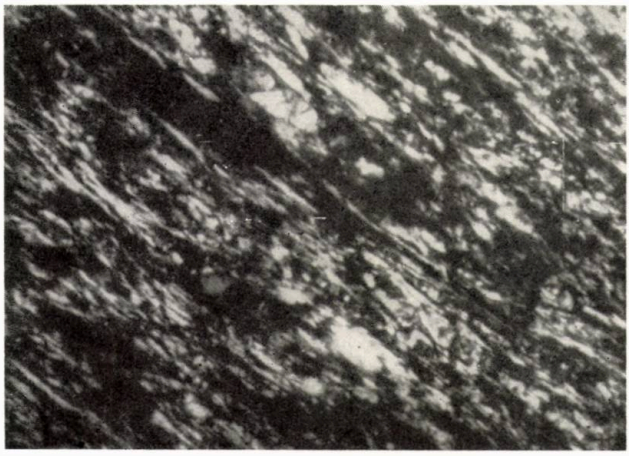


Fig. 2. — Șist pirofilitic grafitos. N+ ; 70 X ; planul de polarizație în diagonală (luminozitate).

Întrebuinţînd un compensator, aceste direcţii de extincţie şi luminozitate ies şi mai clar în evidenţă. În acelaşi timp se mai constată că raza înceată este cuprinsă în planul şistuozităţii şi invers, raza repede cade perpendicular pe şistuozitatea ei; aceasta se poate constata uşor cu un compensator (de ex. cuarţ 1 λ). Se vede clar că o astfel de rocă se comportă la microscop ca un singur cristal.

În privinţa razei încete, trebuie să recunoaştem că poziţia reală a acesteia nu se poate determina în secţiunea perpendiculară pe şistuozitatea rocii (ea poate avea orice direcţie în planul de şistuozitate al acesteia), ci numai în secţiunea paralelă cu şistuozitatea. O astfel de secţiune conţine în planul ei direcţiile nγ şi nβ, iar direcţia nα stă perpendicular pe planul secţiunii; ea coincide cu axa microscopului. Cu ajutorul unui compensator se pot determina uşor aceste direcţii.

În concluzie, se poate spune că în secţiunea perpendiculară pe şistuozitatea rocii putem recunoaşte cu precizie direcţia nα, iar în secţiunea paralelă putem găsi poziţia direcţiei nγ şi în acelaşi timp ştim că nα este perpendiculară pe şistuozitatea rocii.

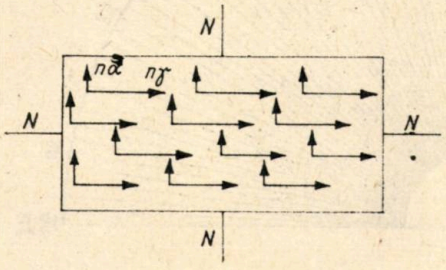


Fig. 3. — Poziţia direcţiilor de vibraţie n α şi n γ ale mineralelor într-o rocă cu orientarea uniformă. NN, direcţia nicolilor; ↑n α / ——→ n γ direcţiile de vibraţie ale cristalelor.

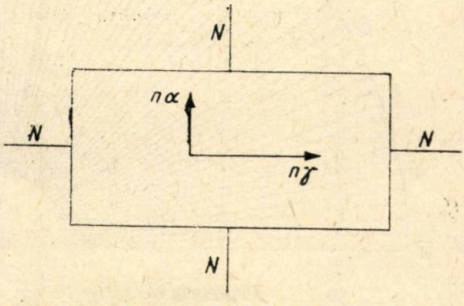


Fig. 4. — Poziţia unitară reprezentativă a direcţiilor de vibraţie n α şi n γ ale mineralelor dintr-o rocă cu orientare uniformă. NN, direcţia nicolilor.

Cunoscînd aceste două direcţii avem determinat şi planul axelor optice.

În cele expuse mai sus am putut constata că orientarea uniformă a constituenţilor şisturilor pirofilitice este realizată într-un grad destul de înalt.

Această orientare poate fi schematizată prin poziţia direcţiilor de vibraţie nα şi nγ a cristalelor din rocă.

Într-o secţiune perpendiculară pe şistuozitate, secţiunea cu birefringenţă maximă, direcţiile de vibraţie sînt orientate ca în figura 3.

Pentru a simplifica imaginea se pot înlocui direcţiile parţiale cu o direcţie generală reprezentativă (fig. 4).

În felul acesta roca poate fi reprezentată optic, întocmai ca un cristal unitar.

2. POZIȚIA DIRECȚIILOR OPTICE A MINERALELOR UNIFORM ORIENTATE FAȚĂ DE MERIDIANUL MAGNETIC AL LOCULUI

În cele menționate în capitolul precedent am văzut că rocile respective au o orientare precisă, indubitabilă, constantă. Pentru a cunoaște acest fenomen cît mai bine și mai ales în vederea determinării cauzelor care-l provoacă, s-au făcut cercetări și pe secțiuni orientate. Am întrebuințat secțiuni paralele cu planul de șistuozitate al rocii, pe care am trasat direcția nord—sud a meridianului locului. Știm că pe astfel de secțiuni (paralele cu șistuozitatea) se poate determina poziția planului axelor optice. Determinările făcute s-au raportat la direcția nord—sud.

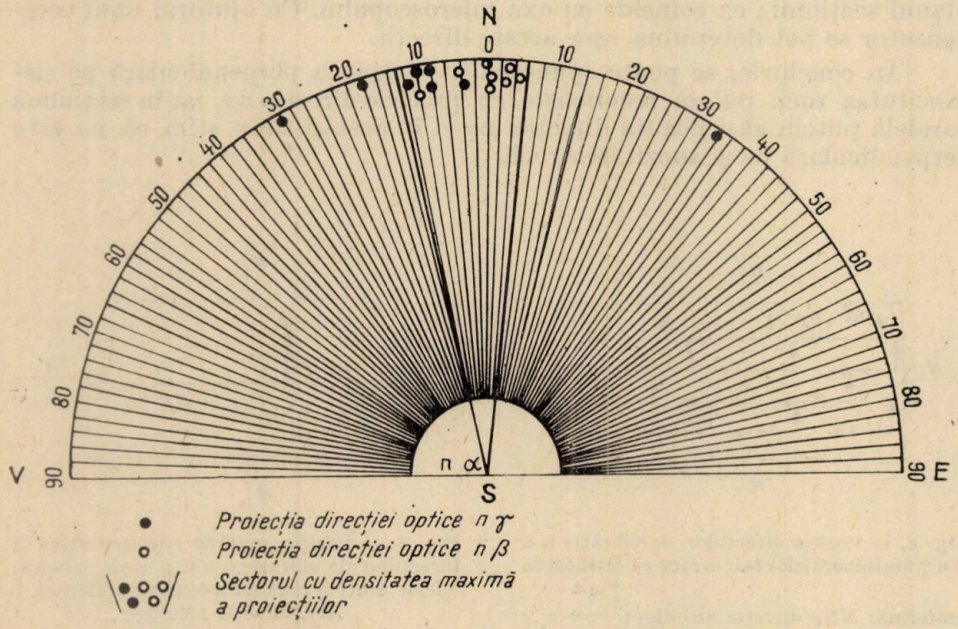


Fig. 5. — Proiecția direcțiilor optice uniform orientate ale rocilor.

Au fost examinate 18 probe, colectate în valea Schela. Din aceste probe, una a fost aproape complet acoperită cu pigment grafitos, iar mineralele birefringente erau, practic vorbind, invizibile chiar la microscop. Această probă s-a eliminat și deci nu intră în calculul determinărilor noastre. Altă probă fiind frămîntată a fost și ea eliminată din calcul.

Celelalte 16 probe se prezintă în condiții bune pentru a fi studiate.

Pentru a avea o privire generală asupra pozițiilor direcțiilor optice determinate ne-am folosit de rețeaua Boldîrev, pe care am proiectat rezultatele respective[4].

[4] În proiecțiile de față, dreapta nord—sud reprezintă direcția meridianului magnetic zero, iar direcția est—vest coincide cu proiecția ecuatorului și a cercurilor paralele. Semicercul, începînd de la poziția zero, este gradat din 2 în 2°. Pe razele astfel fixate se proiectează prin puncte direcțiile optice ale componenților rocii respective, determinate la microscop. Direcțiile ce formează unghiul zero cu dreapta nord—sud se proiectează pe această dreaptă ; cele ce deviază

Privind proiecţia direcţiilor optice respective nu se poate să nu fim surprinşi de anumite particularităţi ale ansamblului proiectat. În primul rînd constatăm că marea majoritate a proiecţiilor (peste 80%) se grupează într-un sector relativ foarte îngust, la dreapta şi stînga direcţiei nord—sud, adică la dreapta şi stînga meridianului magnetic al locului.

Se mai constată că la est de meridianul magnetic zero se proiectează mai ales direcţiile $n\beta$, iar la vest direcţiile $n\gamma$.

Dintre proiecţiile din diagramă, trei specimene au poziţii cu totul neconforme cu restul tabloului. Aşa este proiecţia de 18 şi 30° V, precum şi cea de 35° E.

Aceste poziţii, aberante faţă de marea majoritate a celor proiectate, pot fi atribuite fie unor măsurători defectuoase în teren, fie unei poziţii tectonice diferite.

Ceea ce trebuie să reţinem este *tendinţa direcţiilor optice de a se dispune paralel cu meridianul magnetic nord—sud*, respectiv paralel cu paralela locului; astfel meridianul magnetic tinde să devină şi meridian optic.

Credem că în urma examinării unui material cît mai bogat, colectat cu multă grijă, şi ţinîndu-se seamă de tectonica regiunii respective, vom reuşi a răspunde cel puţin la unele din problemele ce se pun.

3. ORIENTAREA UNIFORMĂ A CONSTITUENŢILOR ROCILOR CA FENOMEN GENERAL

Orientarea uniformă a constituenţilor rocilor este un fenomen foarte frecvent. El este semnalat de foarte mulţi autori şi comentat în diverse feluri. F. W. Barth (1952) arată că în cele mai multe şisturi cristaline există o tendinţă a mineralelor constitutive de a lua o orientare cristalografică paralelă sau parţial paralelă, Maxwell (1962) şi alţii socot că mineralele aplatisate sînt orientate mecanic prin rotirea granulelor existente în timpul deformării. Fr. J. Turner şi J. Verhoogen (1951—1957) arată că orientarea preferată se întîlneşte la toate categoriile de roci, dar mai ales la majoritatea rocilor metamorfice (1951—1957) etc., etc.

Aceste orientări de care se ocupă autorii menţionaţi privesc roci cu o granulaţie variată, cu o cristalinitate ridicată şi cu o şistuozitate uneori destul de pronunţată, cum sînt gnaisurile, micaşisturile, amfibolitele şi toate şisturile mai ales mezocatazonale. Cauza principală a acestor orientări este deformarea rocilor ca rezultat a unei mişcări diferenţiale (alunecare) pe suprafeţele din interiorul corpului deformat (Fr. J. Turner şi J. Verhoogen, 1951).

Orientările de acest fel, privind ţesătura rocilor (Regellung, Gefüge), au format timp de peste 100 de ani obiectul unor profunde studii speciale, care au luat un important avînt în perioada de după primul război mondial, prin studiile petrostructurale ale lui Sanders şi a şcolii sale. După cum se ştie, aceste studii au fost şi sînt şi astăzi întrebuinţate pe o scară foarte întinsă la descifrarea diverselor detalii tectonice.

---

spre dreapta sau stînga se proiectează pe locul respectiv la dreapta şi la stînga. Se menţionează că fiecare proiecţie din canevas este media a 6 pînă la 8 măsurători. Un cerculeţ plin înseamnă direcţia $n\gamma$; un cerculeţ gol corespunde direcţiei $n\beta$. Direcţia $n\alpha$ se proiectează în centrul reţelei de proiecţie.

Lucrările care tratează această problemă sînt extrem de numeroase și adesea foarte specializate. În lucrarea de față nu am menționat decît cîteva din ele; de altfel, subiectul acestei lucrări este oarecum deosebit de cel al lucrărilor menționate mai sus.

În cazul nostru este vorba de orientarea uniformă a constituenților șisturilor pirofilitice din formațiunea de Schela, dezvoltată în regiunea Schela — Viezuroiu. Aceste roci, metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi, au o granulație pelitică, încă foarte asemănătoare cu aceea, a sedimentului primar din care provin și posedă o șistuozitate foarte pronunțată. Granulația lor pelitică și șistuozitatea lor perfectă sînt în bună parte caractere moștenite din stadiul de roci sedimentare; metamorfismul general a accentuat doar puțin cristalinitatea lor. De altfel, orientarea optică a acestor roci este identică cu aceea observată frecvent la argilele fin granulare și perfect stratificate.

Astfel, orientarea uniformă a constituenților șisturilor menționate apare, încă de la începutul diagenizării, ca o continuare a orientării dobîndite de mineralele respective. Aceste roci sînt atît de apropiate din punct de vedere petrografic unele de altele, încît cele ce se spune cu privire la orientare despre argile este valabil și pentru șisturile pirofilitice.

Orientarea în cazul acestor roci privește, în general, un singur constituent, anume pirofilitul, întîmplător și sericitul sau cloritul, iar cauzele care condiționează această orientare, după cum vom vedea mai jos, nu par a fi de natură mecanică.

Considerații asupra cauzelor care determină orientarea granulelor din rocile sedimentare. Orientarea granulelor rocilor argiloase este, după cum se vede din literatura de specialitate, destul de răspîndită și în același timp destul de discutată de diverși cercetători. Unii atribuie această orientare fie unei sedimentări liniștite și regulate, fie unei ușoare striviri tectonice (J. Yung, 1963). A. A. Saukov (1951 — 1954) socotește această orientare ca o formare singenetică și ca un rezultat al procesului de diageneză. Ruhin (1961, 1966) admite că structura orientată a rocilor argiloase se formează printr-o sedimentare liniștită, paralelă a particulelor tabulare argiloase. H. Williams, Fr. J. Turner și Ch. M. Gilbert (1958) afirmă că orientarea uniformă a particulelor de argilă poate să fie cauzată fie de procesul de depunere, fie de o deformare ulterioară. Acești autori mai arată că fulgii de argilă au o tendință naturală, cînd se depun în apă, de a se așterne paralel sau aproape paralel cu stratificația rocii, determinînd astfel textura aplatisată a rocii. După aceiași autori, această structură ar mai putea fi determinată de dispoziția substanței cărbunoase depusă o dată cu substanța minerală pe fundul bazinului de sedimentare.

W. D. Means și M. S. Paterson (1966) au reușit să producă sintetic agregate de flogopit, talc și brucit cu o moderată orientare, la temperatură și presiune ridicată și sub diverse condiții de deformare. Este o interesantă realizare; autorii însă recunosc că nu au putut obține o indicație precisă, că procesul de orientare ar trăda vreo influență a stressului asupra creșterii sau recristalizării mineralelor aplatisate.

Orientarea de care este vorba, fie că se datorește fenomenelor strîns legate de diageneza rocii, după cum susțin unii autori, fie că textura aplatisată a rocilor ia naștere prin depunerea paralelă cu stratificație a

materialului foios, după cum susțin alții, se referă mai mult la fenomenul mecanic de sedimentare, de aranjare în planul de stratificare a foițelor de argilă.

Caracteristicile optice ale constituenților rocii sînt numai parțial discutate (H. Williams, Fr. J. Turner, M. Ch. Gilbert, 1958). Astfel, nu se spune de ce totalitatea sau aproape totalitatea indivizilor cristalini, în general de aceeași speță, dintr-un anumit preparat, au o orientare optică comună, comportîndu-se ca un singur individ cristalin. Nu se discută de ce, de exemplu, n_γ a rocii se dispune totdeauna în planul ei de șistuozitate, iar n_α perpendicular pe acesta. Nu știm de ce extincția rocii este totdeauna paralelă cu alungirea etc., etc.

În prezenta lucrare se încearcă a se da o lămurire privind orientarea *optică uniformă* a mineralelor anumitor roci. Această proprietate interesantă a rocilor este legată de însăși procesul de geneză a mineralelor respective. În această împrejurare nu se va ține seama de foițele mineralelor foioase detritice care, depunîndu-se ca atare pe fundul bazinului de sedimentare, pot să determine, prin frecvența lor mare, structura aplatisată a rocilor.

4. CAUZA PRINCIPALĂ A ORIENTĂRII OPTICE UNIFORMĂ A MINERALELOR DIN ROCILE SEDIMENTARE

Deoarece orientarea optică preferată se observă foarte clar la materialul analizat, chiar la foițele cele mai fine ce mai sînt sesizabile cu microscopul obișnuit, s-ar putea deduce că această orientare începe chiar de la nașterea lor. Dezvoltarea germenilor cristalini, creșterea și înlănțuirea lor se realizează probabil tot orientat.

Foarte important este că această orientare, după cum se știe din literatura de specialitate, interesează suprafețe întregi de sute și mii de km^2 și se aplică, după ceea ce se cunoaște pînă acum, la toate bazinele cu sedimente argiloase de pe suprafața pămîntului. După cum se vede este vorba de un fenomen foarte extins. Pe de altă parte, observațiile făcute la microscop și în special acele care se referă la secțiunile orientate, arată că există o vădită tendință a direcțiilor optice de a se dispune în planul meridianului magnetic nord—sud. Vedem în această tendință o influență directă a cîmpului magnetic pămîntesc principal asupra poziției direcțiilor optice ale mineralului. În același timp se constată că rocile respective nu numai că sînt orientate în sine, dar și că orientarea lor nu este un fenomen independent; ea pare a face parte dintr-un sistem magnetic ordonat, vast; în acesta se încadrează întocmai orientarea uniformă de care ne ocupăm.

Dacă în adevăr această orientare uniformă a cristalelor este generală, trebuie să admitem că și cauza care provoacă și dirijează această orientare să fie și ea atotprezentă.

Ținînd seama de cele menționate și din considerentele pe care le expunem mai jos, se pare că fenomenul prin care se explică cel mai bine problema orientării uniforme a rocilor respective ar putea fi, credem noi, cîmpul magnetic terestru principal.

Date fiind proprietăţile magnetice ale electronului (V. M. L a u e, 1958), socotim că între cîmpul magnetic terestru şi electronii cu spinul necompensat ai ionilor şi moleculelor din particulele fine ale argilelor ar putea avea loc reacţii intense.

Rocile argiloase se formează din materialul rezultat din alterarea atmosferică a rocilor cristaline, transformîndu-se în hidrosoli, care au fost transportaţi de rîuri în mare, unde se precipită sub formă de hidrogeluri şi se sedimentează de multe ori prin influenţa fenomenelor electrice. Particulele coloidale argiloase în mişcare, avînd proprietăţi electromagnetice, vor fi dirijate în căderea lor de către cîmpul magnetic terestru şi se vor depune pe fundul bazinului în mod ordonat, simetric şi nu haotic. F a r a d a y (1866), care a descoperit încă de acum peste 100 de ani cîmpul magnetic, îi atribuia acestuia atît proprietăţi corpusculare, cît şi proprietăţi ondulatorii. Cum acest cîmp este în continuă mişcare, putem accepta intervenţia sa ordonată în fenomenul de depunere a particulelor minerale pe fundul bazinului de sedimentare. O dată depuse, ele nu se vor mai deplasa din locul lor decît pentru a se dezvolta în suprafaţă pe măsura în care le permite spaţiul, păstrîndu-şi totodată orientarea iniţială. Astfel ia naştere şi se dezvoltă edificiul cristalin al substanţei respective. Această ploaie uniformă de particule coloidale va acoperi tot bazinul şi toate bazinele cu caracter similar. Substanţa sedimentată, căzută în aceleaşi condiţii fizice, iar compoziţia granulelor fiind aceeaşi, va lua naştere un agregat de cristale cu aceeaşi compoziţie şi cu aceeaşi orientare în spaţiu.

Aceste fapte, precum şi consideraţia că orientarea şisturilor pirofilitice de care ne ocupăm nu pare a fi consecinţa acţiunilor mecanice şi această orientare fiind şi un fenomen atît de general, acceptarea magnetismului terestru drept cauză principală a acestei orientări apare, după părerea noastră, justificată.

Deoarece însă nu cunoaştem fenomenul intim al acestor reacţii, fenomen care are loc la nivelul atomilor şi electronilor, concepţia noastră asupra acestei probleme are un caracter ipotetic. Pentru a dovedi veridicitatea celor expuse mai sus, credem că un studiu statistic, făcut pe baza unui material mineralogic cît mai bogat, conjugat cu date geofizice, va aduce mai multă lumină în rezolvarea acestei probleme.

DIE OPTISCHE ANIZOTROPIE EINIGER GESTEINE

ZUSAMMENFASSUNG

Verf. berichtet, daß die Pyrophyllit-Schiefer aus der Schela- Formation eine optische Anisotropie zeigen, die durch die gleichmäßige Orientierung der Pyrophyllit- möglicherweise auch Serizit-Schüppchen des Gesteines bewiesen ist. Diese Schiefer, die eine blasto-pellitische Struktur und eine schieferige Textur zeigen, entstanden durch die Metamorphose in der Grünschieferphase einiger kaolinitischer Tone, größtteils liassischen Alters.

Über die obenerwähnte Orientierung folgert Verf., daß die optische Orientierung der Mineralien im Gestein auf Wechselwirkung zwischen

dem magnetischen Feld der Erde und den unkompensierten Elektronen der Ionen und Moleküle aus den feinkörnigen Tonen zurückzuführen ist.

Diese Annahme wird von den magnetischen Eigenschaften der Elektronen, von den elektronischen Geschehen während der Ablagerung des feinkörnigen tonigen Materials und von dem magnetischen Hauptfeld der Erde erhärtet.

BIBLIOGRAFIE

BARTH T.F.W. (1952), *Teoretical Petrology*, Oslo—Norrvay. Coppiright 1952 by John Willey and sons Inc.

BUCUR I.N., ŞTEFĂNESCU I.G., MACAVESCU (1966), *Din istoria electricităţii*, Bucureşti.

GRIMSEL—TOMASCHEK (1942), *Lehrbuch der Physik Band. II. Elektromagnetisches Feld/Optik*, Leipzig—B. G. Teubner—Berlin.

LAUE M.V. (1958), *Geschichte der Physik, Ullstein Bücher*, Berlin.

MAXWELL J.C. (1962), *Origin of slaty and fracture cleavage* in *the Delaware Water gap area*, New York a. Pensylvania Geol. Soc. Amer. Mem. in honor of A.F. Buddington, 281—311.

MEANS W.D., PATERSON M.S. (1966), *Experiments on prefered Orientation of platy minerals*, Contributions to Mineralogy and Petrology, **13**, *2*.

MRAZEC L. (1895), *Considérations sur la zone centrale de Carpathes Roumaines*, Bull. Soc. şc. phys., *5—6*.

NENIŢESCU C.D. (1966), *Chimie organică*, ed. a VI-a, **I**, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

ROSENBERG M. (1967), *Magnetismul*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

RUHIN L.B. (1961, 1966), *Bazele litologiei*, ed. a II-a, Edit. tehnică, Bucureşti.

RUNCORN S.K. (1962), *Continental Drift*, edited by S.K. Runcoru, Academic Press, New York — Londra.

SANDER B. (1930), *Gefügekunde der Gesteine*, Springer, Viena.

SAUKOV A.A. (1951), *Geochimie*, traducere din limba rusă, Edit. tehnică, Bucureşti.

TURNER J. FR., VERHOOGEN J. (1951), *Igneous and Metamorphiy Petrology*, New York—Toronto — Londra Mc. Graw—Hill Book Company I.N.C.

WINCHELL N.H., WINCHELL A.N. (1964), *Elements of optical Mineralogy, fourth edilion*, Partea a II-a, *Descriptions of Minerals*, New York, John. Willey a sons, I.N.C.

WILLIAMS H., TURNER J. FR., GILBERT CH. M. (1958), *Petrography An introduction to the study of rocks in thin sections*, University of California, Berkeley.

YUNG I. (1963), *Précis de Pétrographie* (*Roches sédimentaires, metamorphiques et éruptives*), ed. a II-a, Masson et Cie, Paris.

Primit în redacţie la 1 octombrie 1969

ASUPRA PREZENȚEI DACITELOR ÎN PARTEA DE SUD-EST A MUNȚILOR CĂLIMANI

DE

S. PELTZ, MARGARETA PELTZ și CECILIA VASILIU

55 (05)

1. INTRODUCERE

Cercetările geologice efectuate pînă în prezent pe teritoriul vulcanic al Munților Călimani arată că la alcătuirea acestuia participă andezite și cu totul subordonat — în ordinea frecvenței — andezite bazaltice, diorite și dacite.

În ceea ce privește dacitele, acestea au fost identificate numai în raza localității Drăgoiasa și au fost considerate cele mai vechi roci vulcanice din regiunea Munților Călimani (M. Savul, 1938; M. Savul și G. Mastacan, 1939).

Cercetări recente ne-au condus la identificarea unor iviri de dacite și în partea de sud-est a Munților Călimani. În consecință, se poate admite că vulcanismul dacitic a fost mai extins și a jucat un rol important în ansamblul manifestărilor eruptive din Munții Călimani.

Cu prilejul cercetărilor efectuate în anul 1962 în extremitatea sud-estică a Munților Călimani, unul dintre noi[1] a identificat printre rocile vulcanice din această regiune un tip petrografic deosebit. Pe baza caracterelor petrografice și mineralogice aceste roci au fost denumite andezite leucocrate. Deoarece astfel de andezite nu fuseseră descrise pînă atunci printre rocile din regiune, ne-am propus să adîncim cunoașterea lor, completînd studiul petrografic-mineralogic cu cel chimic. Examinarea caracterelor chimice s-a dovedit cu atît mai necesară cu cît rocile în discuție se caracterizează printr-o masă fundamentală larg dezvoltată, care este inaccesibilă investigațiilor microscopice. În situația în care cea mai mare parte a constituenților mineralogici sînt înglobați în masa funda-

[1] Margareta Peltz (1962), *Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în extremitatea sud-estică a M. Călimani*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

mentală este evident că diagnoza bazată pe cercetarea fenocristalelor şi aprecierea participării lor cantitative nu poate constitui un criteriu riguros de clasificare a acestor roci. Astfel, studiul petrochimic a contribuit cu elemente deosebit de preţioase la cunoaşterea rocilor pe care le examinăm şi a permis precizarea naturii lor dacitice.

2. LOCALIZARE, RELAŢII GEOLOGICE

În partea de sud-est a Munţilor Călimani, dacitele apar în trei sectoare a căror localizare este următoarea (de la nord la sud, fig. 1 şi 2):

1. Valea Voivodeasa amonte de confluenţa cu pîrîul Toplicioara şi culmea din vest;

2. Zona confluenţei văii Voivodeasa cu pîrîul Căruţaşilor la punctul numit „Casa lui Gheorghe";

3. Culmea dintre valea Secu şi pîrîul Fagul Rusului.

Rocile din bazinul văii Voivodeasa au fost descrise de Z. Török

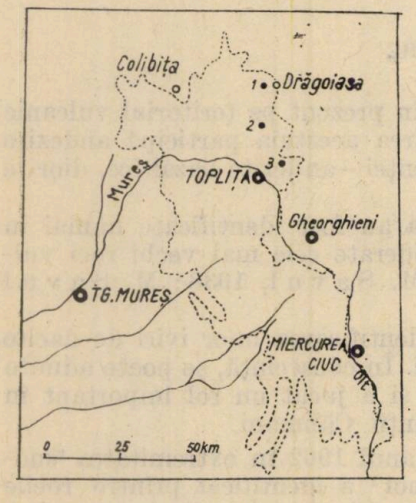


Fig. 1. — Localizarea dacitelor în lanţul eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita.
1, Drăgoiasa; *2*, Voivodeasa; *3*, Fagul Rusului.

(1945) ca diorit-porfirite amfibolice (cele de la pct. 1) şi andezite amfibolice cu masa fundamentală holocristalină (cele de la pct. 2). În accepţiunea sa, aceste roci formează două intruziuni care aparţin „fundamentului subvulcanic preefuziv"; punerea lor în loc s-ar fi produs în oligocenul superior.

Forma de zăcămînt şi relaţiile dacitelor cu vulcanitele adiacente ne permit să considerăm că în toate cele trei sectoare sîntem în prezenţa unor structuri înrădăcinate, îngropate în masa piroclastitelor de Fagul Rusului — Hurdugaş, de vîrstă pliocen superioară (S. Peltz, 1969). În sectoarele Casa lui Gheorghe şi Fagul Rusului, aceste structuri se evidenţiază în morfologie prin forna lor conică cu pante abrupte.

Este foarte probabil ca aceste conuri să reprezinte vulcanii dacitici care au funcţionat la începutul activităţii eruptive din regiune.

Centrele de erupție din zona Voivodeasa — Fagul Rusului marchează o linie eruptivă cu direcția nord—sud, care se prelungește spre nord în zona Drăgoiasa. Acesta ar fi cel mai estic și totodată cel mai vechi alinia-

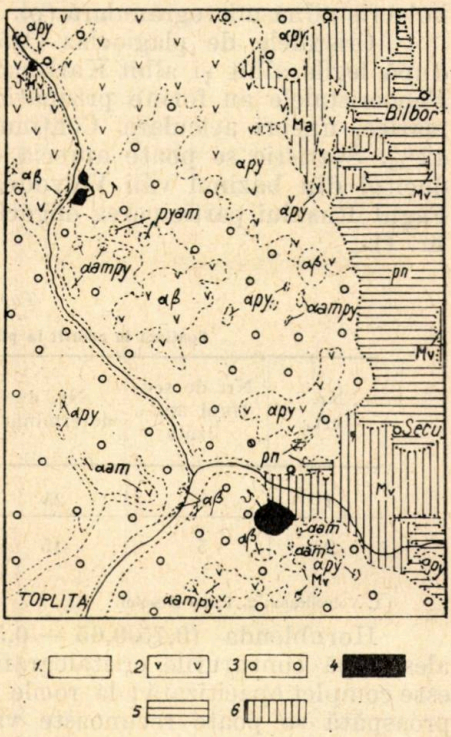


Fig. 2. — Schița geologică a extremității de sud-est a Munților Călimani (regiunea Voivodeasa — Fagul Rusului), sc. 1 : 200.000.

1, Cuaternar; *2*, andezite; $\alpha\beta$ — andezit bazaltic, αpy = andezit cu piroxeni; $\alpha pyam$ = andezit cu piroxeni și hornblendă; $\alpha ampy$ = andezit cu hornblendă și piroxeni; αam = andezit cu hornblendă; *3*, piroclastitele lor; *4*, dacite; *5*, depozite sedimentare pliocene; *6*, șisturi cristaline epimetamorfice (Mv) și mezometamorfice (Ma).

ment tectono-vulcanic aparținînd zonei de minimă rezistență, în cadrul căreia s-a manifestat vulcanismul care a generat lanțul eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita.

★

Pornind de la faptul că dacitele din sud-estul Munților Călimani prezintă dezvoltarea caracteristică în bazinul văii Voivodeasa, am adoptat pentru ele denumirea d a c i t d e V o i v o d e a s a. În continuare vom argumenta cu date petrografice-mineralogice, dar mai ales petrochimice, apartenența la familia dacitelor a rocilor pe care le discutăm.

3. CARACTERIZARE PETROGRAFICĂ

Megascopic, dacitul de Voivodeasa apare ca o rocă masivă, compactă, de culoare cenușie-gălbuie sau albă-gălbuie. Se observă fenocristale de plagioclaz și sporadice fenocristale de hornblendă.

La microscop se evidențiază compoziția mineralogică deosebit de simplă. Astfel, se disting fenocristale de plagioclaz (14%) și de hornblendă

(0,5 — 1,1%) într-o masă fundamentală constituită din microlite de plagioclaz şi de magnetit, precum şi din sticlă; sînt prezente microlite sporadice de cuarţ (0,04 — 0,08 mm) (pl. 1, fig. 1).

Structura masei fundamentale este microlitică, pilotaxitică sau holocristalină-microgranulară (pl. I, fig. 1, 2, 3 şi 4).

Cristalele de plagioclaz (1,5/1,05 — 0,4/0,018 mm) prezintă macle după legile albit şi albit-Karlsbad, precum şi zonări (pl. I, fig. 1 şi 2). Fenocristalele au forme prismatice şi tabulare, iar microlitele sînt prismatice, uneori aciculare. Conţinutul în anortit este cuprins între 23 şi 42%. Statistic se poate aprecia o predominare a oligoclazului (84%) la dacitul din bazinul văii Voivodeasa, în timp ce la dacitul din sectorul Fagul Rusului participarea oligoclazului şi andezinului este egală (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Conţinut în anortit la plagioclazii dacitului de Voivodeasa

Nr. crt.	Nr. de secţiuni analizate	Nr. de determinări	Anortit %	Frecvenţa plagioclazilor %	
				oligoclaz	andezin
1	8	25	23—38	84	16
2	5	15	28—42	50	50

1, Voivodeasa; 2, Fagul Rusului.

Hornblenda (0,75/0,65 — 0,55/0,37 mm) a fost determinată mai ales după contururile cristalografice, deoarece în majoritatea situaţiilor este complet opacitizată; la rocile din pîrîul Căruţaşilor hornblenda fiind proaspătă se poate recunoaşte varietatea verde. Mineralele opace sînt reprezentate prin magnetit (0,2—1,8%; 0,3/0,22—0,2/0,22 mm); acesta apare ca granule izolate cu contururi idiomorfe sau ca agregate microgranulare.

Suma mineralelor melanocrate nu depăşeste 1,40% la dacitul din sectorul Fagul Rusului şi 2,20% la cel din bazinul văii Voivodeasa.

Rocile descrise prezintă argilizări şi carbonatări mai ales în zonele marginale ale corpurilor. De asemenea, în zona Fagul Rusului se observă limonitizări şi hematitizări. Toate aceste transformări secundare afectează masa fundamentală.

Comparînd caracterele petrografice ale dacitului de Voivodeasa cu cele ale dacitului de Drăgoiasa [2], remarcăm asemănări dar şi unele deosebiri. Asemănările privesc masa fundamentală leucocrată cu rare microlite de cuarţ (pl. I, fig. 1 (2)), caracterele cristalografice, frecvenţa şi compoziţia plagioclazilor. Deosebirile rezidă în primul rînd în faptul că dacitul de Drăgoiasa conţine biotit, pe cînd dacitul de Voivodeasa conţine hornblendă; apoi, dacitul de Drăgoiasa este mai bogat în cuarţ, care apare sporadic şi ca fenocristale (pl. 1, fig. 3).

[2] Datele privind dacitul de Drăgoiasa provin din literatură (M. S a v u l, 1938), precum şi din examenul microscopic al materialului recoltat de S. P e l t z din zona Drăgoiasa — Valea Neagră.

4. CARACTERIZARE PETROCHIMICĂ

În vederea cunoașterii caracterelor chimice ale rocilor în discuție au fost executate două analize chimice. Ele provin din ambele zone unde apare dacitul de Voivodeasa: valea Voivodeasa și pîrîul Fagul Rusului. O atenție deosebită a fost acordată calității probelor; în acest sens precizăm că au fost analizate roci neafectate de procese de transformare. Gradul de prospețime se reflectă în conținutul scăzut al apei de constituție (1,77 și 2,05), lipsa CO_2 și SO_3.

Pentru obținerea unor date suplimentare necesare comparării chimismului dacitelor din estul Munților Călimani a fost analizat și dacitul de Drăgoiasa recoltat din bazinul Văii Neagra. Datele analitice întregesc astfel în mod satisfăcător pe cele anterioare privind compoziția chimică a dacitelor de Drăgoiasa (M. Savul și G. Mastacan, 1939). Se poate aprecia că sînt întrunite condițiile pentru caracterizarea petrochimică reprezentativă a dacitelor din estul Munților Călimani, pe baza analizelor provenite din toate sectoarele unde au fost întîlnite aceste roci.

Pentru rocile analizate au fost calculate valorile Niggli și Rittmann, precum și mineralele normative după metoda C.I.P.W.(tabelul nr. 3). Valorile Rittmann și norma C.I.P.W. au fost calculate și pentru analiza efectuată de G. Mastacan.

Din examinarea tabelului nr. 2 reiese compoziția chimică apropiată a dacitelor din estul Munților Călimani. Se remarcă asemănarea între chimismul dacitului din pîrîul Căruțașilor și acela din Valea Neagră. La dacitul din zona Fagul Rusului au fost înregistrate cele mai ridicate conținuturi de SiO_2 și Fe_2O_3, precum și un conținut sensibil mai săzut de Al_2O_3. Remarcăm de asemenea alcalinitatea mai accentuată a dacitului de Drăgoiasa.

Compoziția chimică a dacitelor din estul Munților Călimani este apropiată dacitelor din celelalte unități vulcanice neogene ale Carpaților Orientali (unitatea subvulcanică și unitatea Oaș — Gutîi, D. Rădulescu, 1961). Dacă ne referim numai la SiO_2, observăm că valorile acestuia sînt foarte apropiate de ale dacitelor din Munții Bîrgău — valea Ilvei (66,21%, 66,41%) și de ale dacitelor din zona vulcanică Baia Mare, vîrful Șindileu (66,04), valea Borcutului (66,54%). Excepție face roca din zona Fagul Rusului, care se apropie mai mult de un riodacit.

Din examinarea valorilor Niggli (tabelul nr. 4) observăm că toate rocile analizate se raportează magmelor trondhjemitice, tipul leucocuarț-dioritic. Și în cazul parametrilor Niggli remarcăm valori apropiate ale si, al, fm,c, alk la dacitele din Valea Neagra și pîrîul Căruțașilor, precum și deosebiri evidente în cazul parametrului k.

Rezultă că studiul parametrilor Niggli evidențiind apartenența la același tip de magmă permite sesizarea unor asemănări și deosebiri între dacitul de Voivodeasa și cel de Drăgoiasa, care concordă cu datele studiului microscopic. Deosebirile sînt de altfel bine precizate de valorile parametrilor Rittmann (tabelul nr. 4). Încadrarea rocilor în discuție după metoda preconizată de A. Rittman clasifică dacitul de Voivodeasa la „dacit deschis", iar dacitul de Drăgoiasa la „latit cuarțifer".

Tabelul nr. 2

Analiza chimică

Dacit	Nr. crt.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O^-	CO_2	SO_3	S	TOTAL
Dacit de	1	66,83	18,18	2,48	0,44	0,09	0,47	3,43	4,06	1,20	0,28	0,06	2,05	—	—	—	urme	99,57
Voivodeasa	2	69,15	14,65	4,84	0,14	0,04	0,25	3,22	4,00	1,18	0,23	0,07	1,77	—	—	—	—	99,54
Dacit de	3	66,60	16,87	1,37	1,65	0,09	0,20	3,83	2,93	3,57	1,03	0,17	0,51	0,64	0,08	nedet	—	99,54
Drăgoiasa	4	67,53	18,12	2,27	0,22	0,04	0,45	2,85	3,46	3,21	0,24	0,04	1,19	—	—	—	—	99,62

Analiști: Cecilia Vasiliu (nr.1,2,4); Gh.Mastacan (nr.3).
Proveniența: 1, pîriul Căruțașilor, Topliță; 2, pîriul Fagul Rusului, Topliță; 3, Drăgoiasa; 4, Valea Neagră, Drăgoiasa.

Tabelul nr. 3

Compoziția normată C.I.P.W. și valorile Q, A, P, M. An

Dacit	Nr. crt.	qu	or	ab	an	hy	c	ap	cc	mt	hm	il	ru	Q	A	P	M	An
Dacit de	1	30,72	7,23	34,58	16,12	1,10	4,28	0,34	—	0,70	2,08	0,61	—	34,7	8,1	57,2	4,8	31,8
Voivodeasa	2	34,14	7,23	34,06	15,01	0,60	1,22	0,34	—	—	4,80	0,30	0,08	37,7	8,0	54,3	6,1	30,6
Dacit de	3	27,84	21,13	24,63	17,79	0,76	1,73	0,34	0,20	2,09	—	1,98	—	30,5	23,1	46,4	5,2	41,9
Drăgoiasa	4	28,32	18,90	29,34	14,18	1,10	3,77	—	—	—	2,24	0,46	—	31,2	20,8	48,0	3,8	32,6

Tabelul nr. 4

Valorile parametrilor Niggli și Rittmann

	Valorile parametrilor Niggli					Valorile parametrilor Rittmann			
	1	2	3	4		1	2	3	4
si	301,6	331,6	304	311,6	SiO_2	66,83	69,15	66,60	67,53
al	48,5	41,5	45	49,3	Al	16,36	13,19	15,18	16,31
fm	13,6	19,6	13	11,6	Alk	7,29	7,18	7,96	8,40
c	16,5	16,4	19	14,1	CaO	3,43	3,22	3,83	2,85
alk	21,4	22,5	23	24,9	FM	4,00	5,54	3,58	3,46
k	0,16	0,17	0,44	0,38	K	0,16	0,16	0,44	0,38
mg	0,22	0,09	0,17	0,26	ca''	−2,01	−0,39	−0,50	−1,90
c/fm	1,21	0,84	—	1,22	an	0,28	0,27	0,28	0,22
ti	1,1	0,9	—	0,8	Diagr. și tabel	A_7	A_7	A_4	A_4
p	0,27	0,29	—	—	1 = dacit deschis				
w	0,84	0,97	—	0,90	2 = „ „				
Qz	116	141,6	—	112	3 = latit cuarțifer				
Q	54,5	56,0	53,2	53,7	4 = „ „				
L	37,1	36,5	40,4	39,4					
M	8,4	7,4	6,4	6,9					

Tip de magmă: 1, 2, 3, 4 leucocuarțdioritică

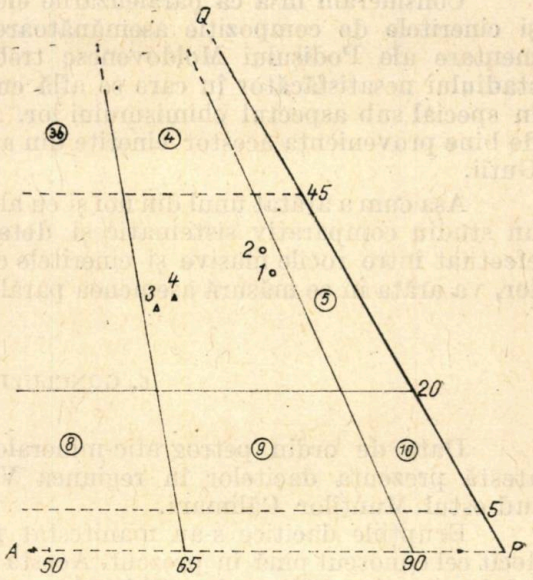


Fig. 3. — Poziția dacitelor din estul Munților Călimani în diagrama Q A P (după A. Streckeisen, 1967).
1,2, dacit de Voivodeasa; *3, 4*, dacit de Drăgoiasa.

În triunghiul Q.A.P. (A. Streckeisen, 1967), rocile analizate se proiectează în cîmpul dacitelor astfel (fig. 3): dacitul de Voivodeasa aproape de limita cu cîmpul andezitelor cuarțifere, iar dacitul de Drăgoiasa într-o zonă mai apropiată de cîmpul riodacitelor. Această apropiere de riolite a chimismului dacitului din zona Drăgoiasa a fost remarcată de altfel și de M. Savul și G. Mastacan (1939).

5. VÎRSTA ERUPŢIILOR

Identificarea dacitului de Voivodeasa readuce în actualitate problema vîrstei erupţiilor dacitice din Munţii Călimani.

În regiunea Voivodeasa — Fagul Rusului dacitele apar la baza edificiului vulcanic, fiind acoperite de piroclastitele andezitice de Fagul Rusului — Hurdugaş de vîrstă pliocen superioară (S. Peltz, 1969). Nicăieri însă nu se pot examina — spre deosebire de regiunea Drăgoiasa — relaţiile cu depozitele sedimentare pliocene (daciene?), deşi acestea se află în fundamentul prevulcanic, aşa cum o indică ivirile din pîrîul Crestătura şi pîrîul Cărbunelui [3]. De aici rezultă că este dificil a se preciza momentul erupţiei dacitului de Voivodeasa, mai ales dacă ne limităm la cadrul geologic al părţii sud-estice a Munţilor Călimani.

Nu aceeaşi este însă situaţia cu dacitul de Drăgoiasa; se ştie că M. Savul şi G. Mastacan (1939) i-au atribuit vîrsta helveţian-tortoniană. Aceasta, pornind de la poziţia inferioară a dacitului în raport cu depozitele sedimentare pliocene (daciene?) ale bazinului Drăgoiasa, dar mai ales de la prezenţa cineritelor dacitice în depozitele de vîrstă helveţian-tortoniană ale Podişului Moldovenesc.

În această accepţiune, pornind de la asemănările petrografice şi petrochimice, ar rezulta aceeaşi vîrstă şi pentru dacitul de Voivodeasa.

Considerăm însă că paralelizările efectuate între dacitul de Drăgoiasa şi cineritele de compoziţie asemănătoare intercalate în depozitele sedimentare ale Podişului Moldovenesc trebuie revizuite, aceasta, datorită stadiului nesatisfăcător în care se află cunoaşterea cineritelor în discuţie, în special sub aspectul chimismului lor. Astfel, se poate admite tot atît de bine provenienţa acestor cinerite din aparatele unităţii vulcanice Oaş — Gutîi.

Aşa cum a arătat unul din noi şi cu altă ocazie (S. Peltz, 1969), numai un studiu comparativ sistematic şi detaliat — petrografic şi chimic — , efectuat între rocile masive şi cineritele considerate a fi corespunzătoarele lor, va arăta în ce măsură asemenea paralelizări pot fi luate în consideraţie.

6. CONCLUZII

Date de ordin petrografic-mineralogic, dar mai ales petrochimic, atestă prezenţa dacitelor în regiunea Voivodeasa — Fagul Rusului din sud-estul Munţilor Călimani.

Erupţiile dacitice s-au manifestat pe un teritoriu mult mai extins decît cel cunoscut pînă în prezent. Acesta ocupă partea nord-estică a lanţului eruptiv Călimani — Ghiurghiu — Harghita, între Drăgoiasa şi Topliţa.

Dacitele din zona Voivodeasa — Fagul Rusului prezintă asemănări de ordin petrografic şi petrochimic cu dacitele de la Drăgoiasa. Aceste asemănări privesc textura şi structura, compoziţia plagioclazului, tipul de magmă.

[3] *Op. cit.*, pct. 1.

Fig. 1. — Dacit de Voivodeasa. Valea Voivodeasa ; N+ ; x 30. *1*, Fenocristal de plagioclaz maclat și zonat ; *2*, microlit de cuarț.

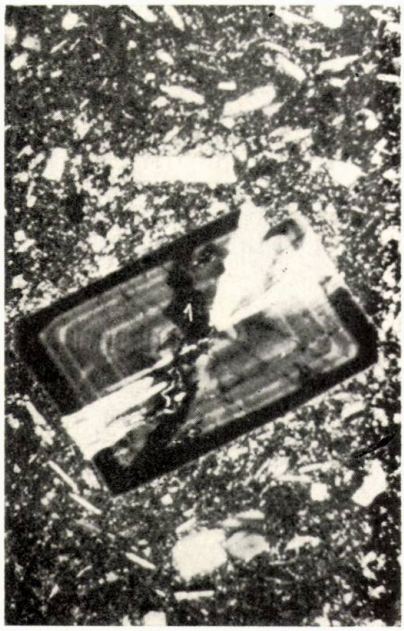


Fig. 2. — Dacit de Voivodeasa. Pîrîul Fagul Rusului ; N+ ; × 30. *1*, Fenocristal de plagioclaz maclat și zonat.

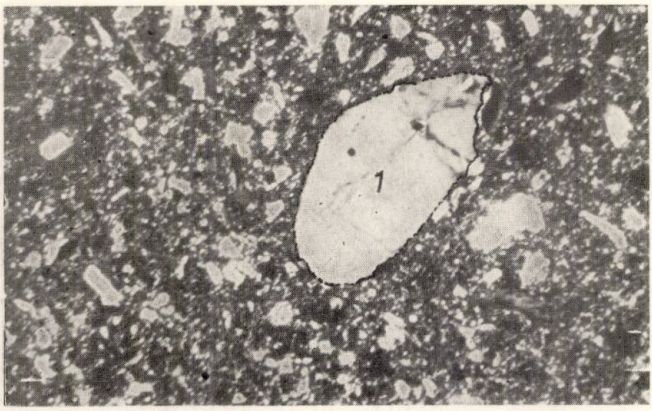


Fig. 3. — Dacit de Drăgoiasa. Drăgoiasa; N+; × 30.
1, Cuarţ.

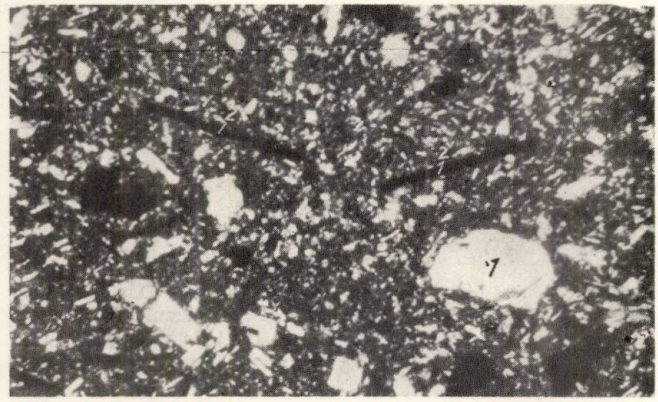


Fig. 4. — Dacit de Drăgoiasa. Pîrîul Negrişoara; N+; × 30.
1, Plagioclaz; *2*, biotit opacitizat.

Deosebirile constau în prezența hornblendei la dacitul de Voivodeasa și a biotitului la dacitul de Drăgoiasa, precum și în valori diferite ale unora dintre parametrii Niggli și Rittmann.

Dacitul de Voivodeasa se situează la baza edificiului vulcanic al Munților Călimani. El străbate și acoperă șisturi epimetamorfice aparținînd bordurii occidentale a zonei cristalino-mezozoice și este acoperit de piroclastite andezitice de vîrstă pliocenă superioară. Vîrsta erupțiilor nu poate fi precizată mai riguros datorită lipsei relațiilor directe cu depozitele sedimentare din regiune. În această situație paralelizarea cu cineritele dacitice din unitățile geologice apropiate (Podișul Moldovenesc, Depresiunea Transilvaniei) implică cunoașterea temeinică a compoziției acestora.

ON THE PRESENCE OF DACITES IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE CĂLIMANI MOUNTAINS

SUMMARY

In the south-eastern part of the Călimani Mts (Voivodeasa — Fagul Rusului region) there have been identified hornblende-bearing dacites, besides the occurrences of Drăgoiasa dacites with biotite (northeastern part of the Călimani Mts), already known since a long time (M. Savul, 1938).

The mineralogical composition of the Voivodeasa dacites is simple: plagioclase (An 23-42, 14%); green hornblende—showing opacity (0.5 — 1.1%); magnetite (0.2—1.81%); quartz (sporadically). Its chemical composition is similar to that of the Drăgoiasa dacite (Table 2); it is also close to that of the dacites from the other Neogene volcanic units of the East Carpathians. The rocks dealt with may be assigned to the leuco-quartz -diorite magmas (Table 4). According to the Rittmann's classification, they fall into the group of "light dacite" (Table 4). Within the Q.A.P. triangle (Al. Streickeisen, 1967) the rocks analysed are placed in the dacite field close to the boundary of quartziferous andesite field (Table 3 and Fig. 3).

The Voivodeasa dacite is located at the basement of the volcanic edifice of the Călimani Mts. It crosses and overlies the epimetamorphic schists belonging to the western boundary of the Crystalline-Mesozoic Zone, and is overlain by Upper Pliocene andesite pyroclastics. The eruption centres mark the easternmost and, at the same time, the oldest tectono-volcanic alignment, trending NS and pertaining to the minimum resistance zone. It is within this zone that the volcanism, which has generated the Călimani-Gurghiu-Harghita ridge, had displayed. The identification of dacites also in the south-eastern part of the Călimani Mts attests the fact that the dacitic eruptions have displayed over a more extended territory than the one so far known; they show in the north-eastern part of the eruptive ridge, between the Drăgoiasa and Toplița localities (Fig. 1).

BIBLIOGRAFIE

CETVERIKOV S. (1956), *Rukovodstvo k petrohimiceskim perescetam*, Gosgheoltehizdat, Moscova.

PELTZ S. (1969), *Studiul petrografic al părţii de sud-est a Munţilor Călimani*, Inst. geol., St. tehn. econ., **I**/4, 206.

RĂDULESCU D. (1961), *Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic*, St. cerc. geol., geogr., geofiz., Seria geologie, **VI**, *2*.

RITTMANN A. (1963), *Les volcans et leur activité*, Paris.

SAVUL M. (1938), *La bordure orientale des Monts Călimani*, An. Inst. geol. Roum., **XIX**.

SAVUL M., MASTACAN G. (1939), *Les dacites et la succession des éruptions volcaniques dans la région est des monts Călimani*, C.R. Ac. Sci. R.T., **III**, *2*.

STRECKEISEN A. (1967), *Classification and nomenclature of igneous rocks*, N. jb. Miner. Abh., **107**, *2*, *3*, Stuttgart.

TÖRÖK Z. (1945), *A moroshévizi Gyulahaza könryékének geologiaja Muzeumi Füzetek* **III**, Kotete 1—4, füzetéhöl, Cluj.

Primit în redacţie la 3 decembrie 1969

Institutul Geologic al Ministerului Industriei Miniere şi geologiei

ASUPRA CÎTORVA CARACEE DIN STRATELE DE TURBUȚA DE PE VALEA HÎRTOAPELOR (NORD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI)

DE

MARIANA IVA, MARIA MĂRGĂRIT și GHEORGHE MĂRGĂRIT

55 (05)

În lucrarea de față, autorii descriu pentru prima dată o asociație de caracee de vîrstă bartoniană din cadrul stratelor de Turbuța, de pe valea Hîrtoapelor, de la Glod. Prezența acestei asociații în baza eocenului superior din nord-vestul Transilvaniei întregește imaginea tabloului evolutiv al unor reprezentanți din familia *Characeae*.

Prima lucrare în care sînt menționate două specii de caracee fosile din depozitele eocenului superior din regiune aparține lui Fr. Hauer și G. Stache (1863).

Speciile de caracee întîlnite de acest autor în calcarul superior de apă dulce din împrejurimile localității Dăbîca, la nord-vest de valea Hîrtoapelor, sînt *Chara lyellii* Forbes și C. *globulifera* Ung., pe baza cărora paralelizează aceste depozite cu seria de Osborn din insula Wight, acordîndu-le aceeași vîrstă bartoniană.

Cercetările efectuate ulterior în această regiune au avut mai mult menirea să facă aprecieri de ordin litostratigrafic.

Astfel, I. Dumitrescu (1957) consideră că stratele de Turbuța din zona cercetată de noi reprezintă, din punct de vedere litologic, un facies mai de larg, față de cel de la sud de Preluca.

N. Mészároș și R. Tămaș (1963), întîlnind la est de culmea Meseșului depozite asemănătoare cu cele de pe valea Hîrtoapelor, le consideră ca al treilea nivel de calcare de apă dulce din Bazinul Transilvaniei, în care nu au întîlnit caracee fosile.

Cercetările efectuate de noi pe valea Hîrtoapelor, la sud de localitatea Frîncenii de Piatră, au stabilit că aici se dezvoltă partea cea mai inferioară a eocenului superior, reprezentată prin stratele de Turbuța. În punctul menționat, peste gresia de Racoți se dispun, în alternanță neregulată, marne

St. cerc. geol., geof., geog., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 419–430, București, 1970

şi gresii cenuşii-verzui, gălbui sau maronii, nisipoase, micafere, adesea cu spărtură colţuroasă, în care se observă şi intercalaţii cu grosimi milimetrice de calcare marnoase sau grezoase, fine, gălbui-albicioase, fosilifere (rare cochilii de gasteropode de talie mică, rău conservate, asemănătoare cu genul *Planorbis*).

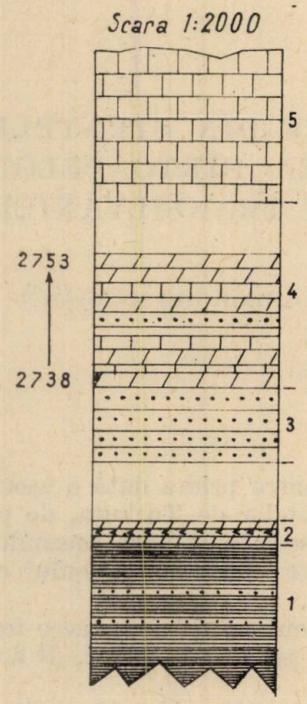


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor eocene de pe valea Hîrtoapelor.
1, Argile vărgate inferioare; *2*, gipsurile inferioare; *3*, gresia de Racaţi; *4*, argile vărgate superioare (strate de Turbuţa); *5*, seria calcaroasă; 2 738 → 2753 = probe micropaleontologice.

Efectuînd analiza micropaleontologică a probelor colectate din depozitele descrise mai sus (nr. 2 737 — 2 753, fig. 1), s-a pus în evidenţă o asociaţie alcătuită din : *Tectochara meriani meriani* Grambast, *T. meriani octospirae* Mädler, *Rhabdochara lengeri* (Ettingshausen), *Aciistochara coronata* Peck şi Recker, *A. mitella* Peck şi Recker, *Chara distorta* Reid şi Groves, *C. caelata* Reid şi Groves, *C. strobilocarpa* Reid şi Groves, *C. wrighti* Reid şi Groves, *C. medicaginula minor* Dollfus şi Fritzel, alături de cîteva specii de foraminifere marine, ca : *Asterigerina bimamata* (Gümbel), *Cibicides dampelae* Bykova şi Curamaja, *Cornuspira* cf. *C. byramensis* Cushman, *Nonion inexcavatus* (Cushman şi Applin), foarte rare exemplare de *Rotalia lithothammnica lithothammnica* Uhlig, *R. compresa* Kaptarenko şi Goljak, precum şi radiole de echinide.

Prezenţa speciilor de alge verzi de apă dulce-salmastră alături de foraminifere marine şi radiole de echinide ne sugerează ideea că stratele de Turbuţa din zona văii Hîrtoapelor s-au depus pe panta puţin adîncă a unui şelf intern, cu ape ale căror caracteristici nu depăşeau valorile de suportabilitate cunoscute pentru acest grup de plante. În asociaţia de Characee întîlnită de noi sînt prezente şi două specii menţionate din formaţiunea de Ewenston din America, de vîrstă eocen inferioară, şi anume : *Aclistochara*

coronata și *A. mitella*. Prezența acestor specii în stratele de Turbuța din regiunea noastră, considerate ca baza eocenului superior, conduce la concluzia că aceste forme au continuat să existe pînă în timpul eocenului superior din sud-estul Europei (fig. 2).

Speciile *Chara medicaginula minor*, *Rhabdochara lengeri* și *Tectochara meriani octospirae* sînt menționate de K. Mädler numai din oligocenul

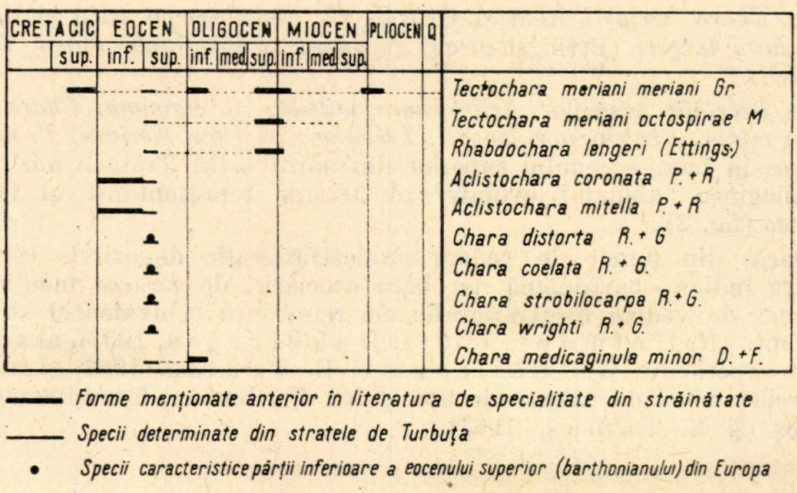


Fig. 2. — Distribuția stratigrafică a speciilor de caracee întîlnite în stratele de Turbuța de pe valea Hîrtoapelor.

superior-miocenul inferior din vestul Europei. Existența acestor trei specii în baza eocenului superior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei pledează pentru apariția lor destul de timpurie în sud-estul Europei, în raport cu zonele mai vestice ale continentului, către care probabil au migrat ulterior.

Tectochara meriani meriani este semnalată de numeroși cercetători începînd din cretacicul superior și pînă în pliocen, cu maximum de răspîndire în Europa și Asia.

Speciile *Chara strobilocarpa*, *C. distorta*, *C. caelata* și *C. wrighti*, considerate caracteristice pentru baza eocenului superior din vestul Europei, sînt prezente și în depozitele cercetate de noi, precum și în formațiunea de Headon Beds, bartoniană. Formele de *Chara distorta* și *C. strobilocarpa* sînt menționate de N. și L. Grambast (1964) din depozitele ludiene din Bazinul Parisului, pe care le paralizează cu partea inferioară a formațiunii de Headon Beds.

Prin faptul că speciile de *Chara strobilocarpa*, *C. distorta*, *C. caelata* și *C. wrighti* întîlnite de noi în stratele de Turbuța de pe valea Hîrtoapelor, alături de speciile *Chara lyellii* și *C. globulifera* găsite de F. Hauer și G. Stache (1863) în calcarul superior de apă dulce din împrejurimile localității Dăbîca sînt caracteristice părții inferioare a eocenului superior din Anglia și din Bazinul Parisului, considerăm că depozitele stratelor de Turbuța din regiunea noastră pot fi atribuite, pe baza asociației de caracee menționate, aceleiași vîrste.

Concluzii

— În lucrarea de faţă, autorii descriu şi figurează pentru prima dată o asociaţie de caracee de vîrstă eocen superioară, întîlnită în faciesul stratelor de Turbuţa de pe valea Hîrtoapelor, din nord-vestul Bazinului Transilvaniei, asociaţie alcătuită din *Tectochara meriani meriani* Grambast, *T. meriani octospirae* Mädler, *Chara caelata* Reid şi Groves, *C. distorta* Reid şi Groves, *Aclistochara coronata* Peck şi Recker, *A. mitella* Peck şi Recker, *Chara wrighti* Reid şi Groves, *C. strobilocarpa* Reid şi Groves, *Rhabdochara lengeri* (Ettingshausen) şi *Chara medicaginula minor* Dollfus şi Fritzel.

— Prezenţa speciilor *Aclistochara mitella*, *A. coronata*, *Chara medicaginula minor*, *Rhabdochara lengeri*, *Tectochara meriani meriani*, *T. meriani octospirae* în baza eocenului superior din nord-vestul Transilvaniei întregeşte imaginea tabloului evolutiv al acestor reprezentanţi ai familiei *Characeae* (fig. 2).

Dacă, din punct de vedere cronostratigrafic depozitele cercetate au vîrsta ludian—bartoniană pe baza asociaţiei de caracee menţionată, din punct de vedere litostratigrafic ele reprezintă echivalentul stratelor de Turbuţa (K. Hofmann, 1879; I. Dumitrescu, 1957), al argilelor vărgate superioare (Gr. Răileanu şi E. Saulea, 1960) şi al celui de al treilea nivel de calcare de apă dulce din Bazinul Transilvaniei (N. Mészároş şi R. Tămaş, 1963).

DESCRIERE SISTEMATICĂ

Clasa CHAROPHYTA

Familia CHARACEAE L. C. Richard 1815

Subfamilia CHAREAE A. Par

Genul Tectochara Grambast 1954

Tectochara meriani meriani L. şi N. Grambast

(pl. I, fig. 1 a, b, c)

1869—*Chara meriani* Al Brognart, W. Ph. Schimper, Traité de Pal. vég., p. 223, pl. 5 fig. 50—54.

1955 — *Tectochara meriani meriani* L., N. Grambast, von K. Mädler., Geol. Jahr., vol. 70, p. 278, fig. 1—5.

1956 — *Tectochara meriani* L., N. Grambast, Henning Horn of Rantzien, Micropal, vol. 2/3, p. 253, text fig.

1964 — *Chara meriani meriani* L., N. Grambast, E. Hanganu, Anal. Univ., secţ. geol. geogr., vol., XIII, nr. 2, p. 65.

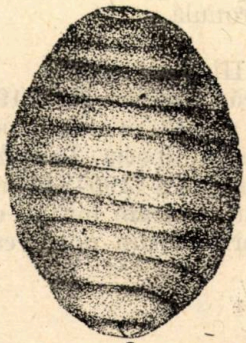
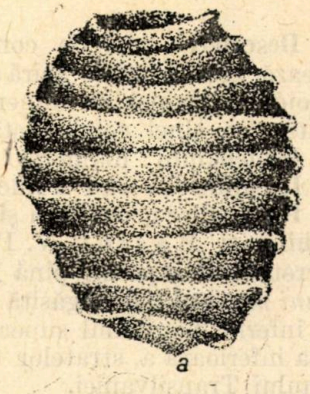


Fig. 1



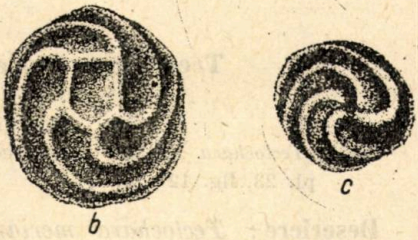
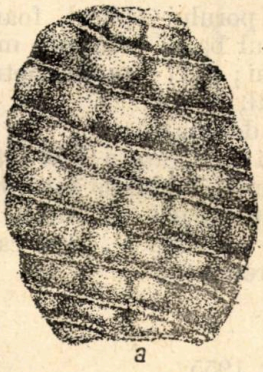


Fig. 2



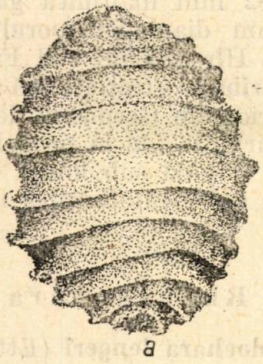


Fig. 3

Fig. 4

Fig. 1, a,b,c. — *Tectochara meriani meriani* L. şi N. Grambast, 28,7×.
Fig. 2, a,b,c. — *Tectochara meriani octospirae* Mädler, 18,5×.
Fig. 3. a,b,c. — *Rhabdochara lengeri* (Ettingshausen), 43,7×.
Fig. 4. a.b. — *Aclistochara mitella* Peck şi Recker, 43,7×.

Descriere: girogon constituit din cinci celule convexe spirale, ce formează zece ture de spiră; rozeta bazală este formată din cinci celule petaloide şi un por de dimensiune foarte mică, iar cea aplicală este constituită din cinci celule petaloide ce formează coronula.

Dimensiuni: diametrul girogonului 0,608 mm.

Localitatea: sud Frîncenii de Piatră, valea Hîrtoapelor.

Răspîndire geografică şi distribuţie stratigrafică: Lu-Yen-Hao (1945) în China şi Maslov V. P. (1947) în U.R.S.S. găsesc această specie din cretacicul superior pînă în terţiar. În ţara noastră, specia *Tectochara meriani meriani* a fost găsită de Hanganu Elisabeta (1964) în meoţian inferior-ponţianul superior din Muntenia de est. Noi am întîlnit-o la partea inferioară a stratelor de Turbuţa eocen-superioare din nord-vestul Bazinului Transilvaniei.

Tectochara meriani octospirae Mädler

(pl. I, fig. 2 a, b, c,)

1955 — *Tectochara meriani octospirae* Mädler, Geol. Jahr., vol. 70/LXXI, p. 282, pl. 23, fig. 12—19.

Descriere: *Tectochara meriani octospirae* Mädler este o varietate a speciei *Tectochara meriani meriani* L., N. Grambast.

Caracteristic acestei varietăţi este mărimea porului aplical, foarte bine dezvoltat, de formă pentagonală, faţă de porul bazal care este mic.

Dimensiuni: 1,382 mm înălţimea girogonului; 1,17 mm diametrul girogonului şi 0,17 mm diametrul porului apical.

Localitate: valea Hîrtoapelor, sud Frîncenii de Piatră.

Răspîndire şi distribuţie stratigrafică: această varietate a fost întîlnită în oligocenul superior din Germania de sud, iar în România este prezentă în stratele de Turbuţia (de la primele lor intercalaţii calcaroase de peste gresia de Racoţi şi pînă sub limita cu seria calcaroasă), fapt care confirmă apariţia ei în sud-estul Europei mai devreme.

Genul **Rhabdochara** Mädler 1955

Rhabdochara lengeri (Ettingshausen)

(pl. I, fig. 3 a, b)

1955 — *Rhabdochara lengeri* (Ettingshausen), K. Mädler, Geol. Jahr., vol. 70/LXXII, p. 299, pl. 26, fig. 25, 26 şi 27.

Descriere: girogon de formă ovală cu cinci celule concave, pe care se observă tuberculi rotunjiţi şi aplatisaţi, de diferite dimensiuni; exemplarul nostru este lipsit de celule coronale; are porul bazal destul de mare, fiind aşezat în mijlocul rozetei bazale, care este constituită din cinci celule petaloide ornamentate.

Dimensiuni: 0,51 mm lungimea girogonului; 0,37 mm diametrul şi 0,04 mm diametrul porului apical.

Răspîndirea geografică și distribuție stratigrafică: a fost întîlnită în depozitele oligocenului superior din Germania de sud și în calcarele de Cabrials de vîrstă lutețiană. În România găsim această formă în stratele de Turbuța din nord-vestul Transilvaniei.

Genul **Aclistochara** Peck 1937

Aclitochara mitella Peck și Recker

(pl. I, fig. 4 a,b)

1948 — *Aclistochara mitella* Peck și Recker, Journ. of. Pal., vol. 22/1, p. 89, pl. 21, fig. 16—17.

Descriere: girogon ovoidal din cinci celule concave, spirale, despărțite prin suturi convexe proeminente; rozeta apicală este constituită din cinci celule petaloidale și o coronulă; rozeta bazală este formată din cinci celule care se unesc într-un por pentagonal de dimensiuni mari. Forma găsită de noi are dimensiuni mai mici decît ale speciei tip.

Dimensiuni: 0,48 mm lungimea girogonului; 0,34 mm diametrul și 0,057 mm porul apical.

Răspîndire geografică și distribuție stratigrafică: această specie a fost întîlnită în formațiunea de Ewenston (eocen inferioară), iar în România în baza eocenului superior din nord-vestul Transilvaniei.

Aclistochara coronata Peck și Recker

(pl. II, fig. 5 a,b,c)

1948 — *Aclistochara coronata* Peck și Recker C.C., Journ. of Pal, vol. 22/1, p. 88, pl. 21 fig. 21, 23, 26.

Descriere: girogon ovoid, subcilindric, cu cinci celule spirale proeminente, separate prin suturi convexe, care formează șase ture de spiră; rozeta apicală din cinci celule petaloide, care se unesc într-un por bazal pentagonal, mic. Exemplarul nostru nu posedă ornamentație. Față de dimensiunile date pentru holotipul acestei specii de către P e c k și R e c k e r, forma găsită de noi se înscrie cu dimensiuni medii.

Dimensiuni: 0,76 mm lungimea girogonului; 0,65 mm diametrul.

Răspîndire geografică și distribuție stratigrafică: această specie a mai fost întîlnită în formațiunea de Ewenston (eocen-inferioară). În România este prezentă în baza eocenului superior din nord-vestul Transilvaniei.

Genul Chara Linné 1753

Chara caelata Reid şi Groves

(pl. II, fig. 6 a, b)

1921 — *Chara caelata* Reid şi Groves, Quart. Journ., vol. 77/3, nr. 307, p. 184, pl. 4, fig. 4—6.

Descriere: girogon globular cu cinci celule spirale, late, convexe, cu numeroase noduri aşezate la distanţe aproximativ egale, formînd 10 ture de spiră, separate prin suturi convexe, uşor reliefate; rozeta bazală este pentagonală şi adîncită; rozeta apicală nu se observă prea bine, exemplarul nostru fiind uşor turtit.

Dimensiuni: 1,06 mm lungimea girogonului; 0,12 mm diametrul porului apical.

Răspîndire geografică şi distribuţie stratigrafică: holotipul acestei specii a fost descris de Reid şi Groves din formaţiunea de Headon Beds, de vîrstă bartoniană. În România este descrisă şi figurată de noi pentru prima dată din baza stratelor de Turbuţa, nord-vestul Bazinului Transilvaniei.

Chara distorta Reid şi Groves

(pl. II, fig. 7 a,b,c)

1921 — *Chara distorta* C. Reid şi G. Groves, Quart. Journ, vol. 77/3, nr. 307, p. 183, pl. 4, fig. 1.

Descriere: girogon globular format din cinci celule spirale, care alcătuiesc şapte ture de spiră, separate prin suturi adîncite; rozeta bazală este constituită din cinci celule petaloide lăţite, care lasă între ele un spaţiu pentagonal destul de mare; rozeta apicală, situată la nivelul testului, este formată din cinci celule simple care converg spre acelaşi punct.

Dimensiuni: 0,80 mm lungimea girogonului; 0,74 mm diametrul.

Răspîndire geografică şi distribuţie stratigrafică: această specie a fost întîlnită în baza formaţiunii de Headon Beds şi în calcarele de Saint Ouen, din Bazinul Parisului.

În România este cantonată în baza stratelor de Turbuţa, din nord-vestul Transilvaniei.

Chara strobilocarpa Reid şi Groves

(pl. II, fig. 8 a,b,c)

1921 — *Chara strobilocarpa* C. Reid şi G. Groves, Quart. Journ., vol. 77/3, nr. 307, p. 187, fig. 78.

Descriere: girogon subovoid cu cinci celule spirale concave, care formează 8—11 ture de spiră; rozeta bazală este constituită din cinci celule

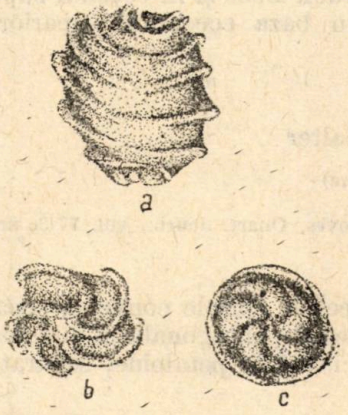


Fig. 5

Fig. 6

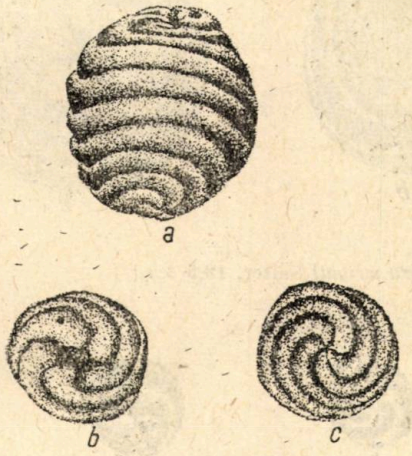


Fig. 7

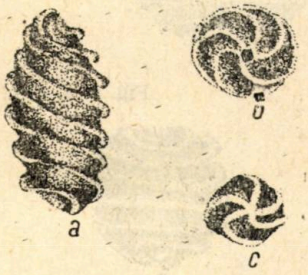


Fig. 8

Fig. 5. a,b,c. — *Aclistochara coronata* Peck și Recker, 18,5×.
Fig. 6, a,b, c. — *Chara caelata* Reid și Groves, 18,5×.
Fig. 7, a,b,c. — *Chara distorta* Reid și Groves, 18,5×.
Fig. 8, a,b,c. — *Chara strobilocarpa* Reid și Groves, 28,7×.

petaloide, care alcătuiesc o deschidere pentagonală mică. Rozeta apicală este rotundă şi nu prezintă suturi crenulare.

Dimensiuni: 0,50—0,57 mm lungimea girogonului şi 0,30—0,28 mm diametrul.

Răspîndire geografică şi distribuţie stratigrafică: specia descrisă mai sus a fost găsită în formaţiunea de Headon Beds şi în eocenul superior din Peru. În România a fost întîlnită în baza eocenului superior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei.

Chara wrighti: Salter

(pl. III, fig. 9 a,b,c)

1921 — *Chara wrighti* Salter; C. Ried şi G. Groves, Quart. Journ., vol. 77/3, nr. 307, p. 183, pl. IV, fig. 1.

Descriere: girogon globular cu cinci celule spirale convexe, separate de suturi duble reliefate; rozeta bazală de formă pentagonală şi dimensiune mică; rozeta apicală este formată din cinci celule petaloide, separate de suturi care se îngroaşă către porul apical.

PLANŞA III

Fig. 9, a, b, c. — *Chara wrighti* Salter, 18,5 ×.

Fig. 10, a,b,c. — *Chara medicaginula minor* Dollfus G., Fritzel P, 28,7 ×.

Dimensiuni: 0,20 mm lungimea girogonului ; 1 mm diametrul.

Răspîndire geografică şi distribuţie stratigrafică: această specie este prezentă în formaţiunea de Headon Beds din Anglia, în baza bartonianului din Bazinul Parisului şi în priabonianul superior din Italia. În România am întîlnit-o în baza eocenului superior din nord-vestul Transilvaniei.

Chara medicaginula minor Dollfus, G. Fritzel

(pl. III, fig. 10 a,b,c)

1928 — *Chara medicaginula minor* Dollfus G. și P. Fritzel, Bull. Soc. Géol. France, seria IV, tom. 1 c, nr. 7—8, p. 219, fig. 21.

Descriere: această varietate are girogon sferic, mic, format din cinci celule concave care alcătuiesc șase-șapte ture spirale, separate prin suturi puternice, convexe; rozeta bazală are o fosetă mică; cea apicală este simplă și lipsită de celule coronale.

Răspîndire geografică și distribuție stratigrafică: varietatea descrisă a fost întîlnită în calcarele de Beauce (stampiene) din Franța. În România este prezentă în eocenul superior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei.

ON SOME CHARACEA OF THE TURBUȚA BEDS IN THE HÎRTOAPELOR VALLEY (NORTH-WESTERN SIDE OF THE TRANSYLVANIA BASIN)

ABSTRACT

In th eprezent paper the authors describe and figure for the first time a Characean assemblage in the Turbuța beds from the Nw of the Transylvania Basin.

The presence of the following species: Aclistochara mitella Peck and Recker, Chara medicaginula minor Dollfus and Fritzel Rhabdochara lengeri (Ettingshausen), Tectochara meriani meriani Grambast T. meriani octospirae Mädler confirms the Late Eocene age of the Turbuța beds in this part of the basin; at the same time these forms complete the lutive scale of the Characeae family.

BIBLIOGRAFIE

Barbu I.Z. (1960), *Microfauna seriei marine inferioare de la Jibou (D. Racotzi)*, *Reg. Cluj.* Anal. Univ. „C. I. Parhon", Seria șt. nat., geol., geogr., **IX**, 23.

Cushman J.A. (1901), *Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States adjacent Areas.*, Geol., Surv. Prof. Pap. 232.

Dollfus G.,F. Fritzel (1928), *Catalogue raisonné des Characées fossiles du Bassin de Paris*, Bull. Soc. Géol. France, **4**/19, *78*, 243—261.

Dumitrescu I. (1957), *Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului. în bazinul Lăpușului (N. Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. petr. gaze, **III.**

Ettingshausen C. (1867), *Die Fossile Flora des Tertiär Beckens von Bilin 1*, Denk. Akad. Wiss. Wien. Math. Nat., **26**, 79—174.

Forbes E. (1853), *On the fluvio — marine Tertiaries of the Isle of Wight*, Quart. Journ. Geol. Soc., *9*, 259—269, Londra.

GRAMBAST L. (1962), *Aperçu sur les Charophytes tertiaires du Languedoc et leur signification stratigraphique*, Compte Rendu Sommaire des Séances de la Soc. Géol. de France, **10**, 227–230.

GRAMBAST L., PAUL P. (1966), *Observations nouvelles sur la flore de Charophytes du Stampien du bassin de Paris*, Bull. Soc. Géol. France, **VII**/2, p. 197–360.

HANGANU E. (1964), *Contribuţii la cunoaşterea repartiţiei characeelor în Pliocenul dintre văile Teleajen şi Prahova*, Anal. Univ., geol., geogr., **XIII**, *2*, 65.

HAUER F.R., STACHE G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.

HENNING HORN OF RANTZIEN (1956), *An annotated Chack-list of genera of fossil Charophyta*, Mycropaleontology, *2/3*, 243–256.

JOHANSSON W.I. (1957), *Charophyta bearing chart from New England stream beds*, Micropal., *3/3*, 293–294.

KENOYER F.V., WYATT J.W. (1966), *Miocene charophytes from Ixtapa*, Chapas, Mexico., Journ. Pal., *40*/5, 1 191–1 199.

LÄDLER K. (1953), *Charophyten aus dem Nord Westdeutschen Kimmeridge*, Geol. Jb., *67*.

LU–YEN–HAO (1945), *Additional date on the charopyta from the Kucha Formation of Sinkiang*, Bull. Geol. Soc. of China, **25**/1–4.

MASLOV V.P. (1963), *Vvedenie v izucenie iskopaemih harovih vodoroslei* I, Akad. Nauk U.R.S.S., Inst. Geol., 25.

MÄDLER K., (1955), *Taxonomie der tertiären Charophyten*, Geol. Jb., *70*, 265–328.

MÉSZÁROŞ N. TĂMAŞ R. (1963), *Identificarea unui nivel lacustru din baza complexului vărgat superior dintre localităţile Merlaca — Moigrad*, Studia Univ. „Babeş — Bolyai" Cluj, *2*.

MÉSZÁROŞ N., GEORGESCU C., RĂZVAN M., (1967), *Eocenul şi baza oligocenului în regiunea Ileanda Mare — Poiana Blenchii*. Studia Univ. „Babeş — Bolyai", Cluj, Seria geol., geogr. I.

PAPP A. (1951), *Charophyten reste aus dem Jungtertiär Ostereichs*, Sitrb. Öster. Akad. Wiss. Math. Nat., **L**, *160*/3–4.

PECK R.E., RECKER C.C. (1948), *Eocene Charophyta from the North America*, Journ. Pal., 22/1, 85–90.

RÁSKY K. (1941), *Fossilis Chara Fĕlék Termesii a Varasligati II, Számú Mélyfúrásbol' ĕs, a Pési Ivóviz, Fúrások*. Földt. Közl., **LXXI**/7–12, 212–219.

— (1945), *Fossile charophyten Fruchte aus Ungarn.*, Ungarn Nat. Mus. Budapesta, **2, 1–14.**

RÄSKY K. (1945), *Fossile charophyten Früchte aus Ungarn*, Verlang Ungarn Wiss. Mus. Budapesta, 669, **III.**

RĂILEANU GR., EMILIA SAULEA (1960), *Paleogenul din regiunea Cluj — Jibou (V Bazinului Transilvaniei)*, An Com. Geol., **XXIX–XXX.**

REID C., GROVES J., (1916), *The Charophyta of the Lower Headon Beds*, Quart. Journ. Geol. Soc., Londra, **LXXVII**/1–305.

— (1921), *Charophyta of the Lower Headon Beds*, Quart. Journ., **77**/3–307.

SCHIMPER W. PH., (1869), *Traité de Paléontologie végétale*, **I.**

STACHE G. (1889), *Die Liburnische stufe*, Abh. k.k. geol., Reich. Viena, **B**, p. 1–170.

Primit în redacţie la 5 martie 1968

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

DATE NOI PENTRU GEOLOGIA REGIUNII FÎNTÎNELE — ZĂBRANI — FIBIŞ — BUZAD (BANAT)

DE

MARELE STAN

55(05)

INTRODUCERE

Regiunea se află la sud de Mureş, între Lipova şi Arad la nord, iar la sud limita perimetrului se află cam la jumătatea distanţei dintre Timişoara şi Lipova.

DATE OROHIDROGRAFICE

Zona cercetată este formată din dealuri şi cîmpii relativ înalte. Linia de dealuri Gomila — Oraşu face parte din axul morfologic ce formează cumpăna de apă dintre Mureş şi Bega.

Bega, deşi un rîu cu mult mai mic decît Mureşul, avînd firul văii cu circa 20 m mai jos, şi-a întins bazinul hidrografic spre nord, în detrimentul bazinului Mureşului, în aşa fel încît cei 30 km dintre cele două rîuri sînt repartizaţi în cea mai mare parte la Bega (20 — 22 km) şi cea mai mică parte Mureşului (8 — 10 km).

GEOLOGIA REGIUNII

Regiunea este alcătuită din roci sedimentare care aparţin pliocenului şi cuaternarului (fig. 1).

În lucrarea de faţă ne vom ocupa în special de depozitele pliocene, cuaternarul fiind tratat pe scurt.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p 431—439, Bucureşti, 1970

PLIOCENUL

În general, această formaţiune este nisipoasă. Rocile pelitice, deşi sînt prezente, se găsesc în cantităţi mai reduse, iar cele psefitice se găsesc şi mai puţin.

Din punct de vedere litologic nu se pot face separaţii, deoarece aceleaşi tipuri de rocă se întîlnesc la diferite nivele. Delimitările geologice care s-au făcut au avut ca temei elementul faunistic.

Ponţianul

Acestui etaj i s-a atribuit un orizont de 10 — 15 m nisipuri, care apar la obîrşia Văii Mari a Zăbranului şi a văii Chesinţului (fig. 1).

Acest orizont este format, în principal, dintr-un nisip alb, cu bobul mic, cu rare minerale negre. Ca intercalaţii apar argile nisipoase albe, aleurit alb, nisip galben muscovitic şi chiar pietriş mărunt. În acest orizont am găsit următoarele forme : *Congeria subglobosa* Partsch, *Congeria rhomboidea* M. Hoernes,—ca mulaje. Pe baza acestor forme atribuim orizontul respectiv ponţianului.

Orizontul acestor nisipuri albe a fost întîlnit de noi în 1955 [1] lîngă satul Leşmir, la est de Suplacul de Barcău (Sălaj). În el au fost găsite : *Congeria subglobosa* Partsch, *Congeria spathulata* Partsch, deci o faună aproape identică cu cea din Banat. Noi am considerat încă de atunci că aceste nisipuri, împreună cu alte depozite subiacente, aparţin părţii superioare a ponţianului. Ele erau exploatate pentru o fabrică de sticlă.

Orizontul nisipului alb, care poate fi numit „de Leşmir", se mai găseşte în Banat şi în alte puncte, cum ar fi Homojdia, unde de asemenea se exploatează pentru industrie[2].

Este foarte probabil ca acest orizont să se găsească şi la exteriorul arcului carpatic.

Acest orizont al nisipului alb reprezintă partea superioară a ponţianului.

Dacianul

W. Teisseyre (1908) înţelegea prin dacian formaţiunea care reprezintă „tranziţiunea între termenii extremi ai faciesului caspic al etajului pontic şi între faciesul de apă dulce al etajului levantin (stratele de la Craiova)" ... şi „cuprinde straturi cu congerii, straturi cu psilodonţi şi formaţiuni curate de apă dulce ... cele dintîi predomneşte în partea inferioară a etajului, iar cele din urmă în partea superioară" (p. 349).

Noi înţelegem prin dacian formaţiunea care cuprinde dacianul în sensul lui Teisseyre şi levantinul de sub pietrişurile de Cîndeşti, deci toate depozitele dintre ponţian şi pleistocen.

Depozitele dacianului din regiune sînt în general nisipoase. Acestora li se adaugă, în mod subordonat, roci cu granulaţie mai fină — pelite şi aleurite, sau cu granulaţie mai mare — pietrişuri sau conglomerate slab cimentate, precum şi cărbuni.

---

[1] Ioniţă Stan (1955), Raport geologic (regiunea Ip-Marca — Leşmir), Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[2] I. Huică, comunicare verbală.

Marno-argilele au o culoare cenuşie, cenuşie-gălbuie, cenuşie-negricioasă, alb-cenuşie, sînt nisipoase în diferite proporţii şi conţin uneori ostracode. Ele se prezintă în strate subţiri, de obicei sub 1 m, rar depăşind această grosime.

Nisipurile, care formează roca dominantă în regiune, sînt de două feluri: nisipuri cu material vulcanic, care sînt tufite psamitice, şi nisipuri detritice normale, fără aport de material vulcanic. Prezenţa elementului vulcanic în nisipuri a fost semnalată de A. M a n e a (1963)[3], care le-a studiat din punct de vedere al conţinutului în minerale grele. Acestea sînt reprezentate prin: magnetit, augit, hornblendă, biotit, hipersten etc.

Pe lîngă mineralele melanocrate noi am studiat şi mineralele leucocrate, care apar în principal în rocă şi sînt reprezentate prin cuarţ şi feldspat.

Cuarţul se prezintă atît rotunjit, ceea ce îl arată ca pe un component detritic al rocii, cît şi colţuros, ceea ce indică aceeaşi provenienţă vulcanică directă a cuarţului, ca şi pentru unele minerale melanocrate.

Feldspatul este un plagioclaz cu compoziţie relativ variată. În părţile inferioare şi mijlocii ale formaţiunii, în nisipuri, se găsesc plagioclazi mai bazici — labrador şi andezin. Nivelul terminal al dacianului, format din nisipuri, conţine şi albit.

Nisipurile daciene sînt uneori slab cimentate, formînd gresii friabile, dar, de cele mai multe ori, ele nu sînt cimentate. Acestea au bobul de mărime mijlocie, uneori cu zone sau lentile de pietriş mărunt şi cu frecvente stratificaţii încrucişate. Culoarea lor este cenuşie, gălbuie sau albicioasă. Conţinutul în minerale grele este variabil şi influenţează mult culoarea cînd se produc limonitizări ale magnetitului sau a altor minerale negre ferifere. Uneori nisipul are pete sau zone mai mult sau mai puţin circulare, negricioase, pînă la 25 cm diametru. Stratele de nisip cu material vulcanic au grosimi de 0,5 — 10 m.

Nisipurile detritice normale (fără aport vulcanic) sînt gălbui, muscovitice şi se prezintă în aceleaşi grosimi ca nisipurile tufacee, formînd complexe mixte cu acestea sau cu marnele.

În acest complex nisipos E. P o p 1952 [4] a găsit, în diferite puncte, între Sintar şi Remetea Mică, următoarele forme: *Prosodacna sturi* Cob., *Limnocardium schmidti* Hal., *Limnocardium kochi*, *Limnocardium nobile* Sabba, *Cardium mayeri* Hal,. *Cardium arpadense*, *Congeria ornithopsis* Brus. Pe baza acestor forme, autorul respectiv consideră toate depozitele pliocene de vîrstă ponţiană.

Noi am găsit în bazinul văii Honos, la sud de Remetea Mică, următoarele forme fosile, ca mulaje: *Congeria ungula caprae* Münst., *Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* Cob., *Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri* Cob., *Dreissenomya aperta* Desh., *Caladacna steindachneri* Brus., *Congeria* cf. *nucleolus* Rz., *Limnocardium odessae* Barb. (pl. I.)

---

[3] A. M a n e a (1963), *Raport. Studiul mineralelor grele din neogenul de la Lipova — Remetea Mică — Buzad — Comeat.* Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[4] E. P o p (1952), Raport geologic (partea de vest a Podişului Lipovei), Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

Acestea au fost găsite într-un singur punct, deci formează o asociaţie reală. Întrucît această asociaţie cuprinde atît forme care se întîlnesc în bazinul dacic (4 specii), cît şi forme din bazinul pannonic (o specie), importanţa acestei asociaţii este evidentă.

Cele două prosodacne, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* Cob. şi *Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri* Cob., sînt forme caracteristice pentru dacianul aşa cum l-a văzut T e i s s e y r e, adică pentru „stratele cu psilodonţi".

Congeria ungula caprae Münst. se găseşte în tot bazinul pannonic, aproximativ la acelaşi nivel. Convieţuirea acestei specii cu cele două specii de prosodacne, amintite anterior, face posibilă corelarea stratigrafică a depozitelor din cele două bazine, dacic şi pannonic.

Caladacna steindachneri Brus. şi *Dreissenomya aperta* Desh. au mai fost întîlnite de noi în nisipurile de la Nicolinţ (Banat), care stau peste ponţianul tipic, deci cam la acelaşi nivel la care au fost găsite la Remetea Mică.

În bazinul dacic aceste două forme se găsesc în partea superioară a ponţianului, aşa cum se considera pînă acum.

În dacianul de la Buzad a fost întîlnită o impresiune a unui maxilar superior de *Rhinoceras*.

Cum am amintit mai înainte, în dacian se găsesc şi strate de cărbuni. Tot dacianul de la exteriorul Carpaţilor are cărbuni, aşa încît pe lîngă unele elemente faunistice comune se adaugă şi elemente litologice comune.

Suita mai de amănunt a formaţiunii se vede la Buzad, pe o viroagă afluentă pe stînga a văii Sălişte (fig. 2). Aici, peste o gresie friabilă groasă de 2—3 m, gălbuie, cu bob potrivit, cu stratificaţie încrucişată, tufacee, bogată în minerale negre, se află un pachet de 5—6 m de marno-argile cu cărbuni. Peste acestea se găsesc marno-argile cenuşii, fin nisipoase, cu concreţiuni alungite vermiforme sau globuloase, cu diametrul pînă la 3 cm, concreţiuni cu interior moale, argilos şi crusta tare ruginie. În jurul acestor concreţiuni se văd aureole limonitice. Grosimea acestor marne este de circa 10 m. Peste ele urmează 6 m de alternanţe de aleurite gălbui sau marno-argile gălbui, cu strate de nisip cu bob potrivit sau mic, cu sau fără muscovit, în grosimi de 0,01—0,5 m. Acesta trece gradat la 5 m nisip alb cu bobul mic. Succesiunea de nisipuri se continuă pe încă 40—50 m. În partea superioară a acestui complex se află un strat de 2—3 m de argilă neagră, cu grăunţi de cuarţ, cu pete cărămizii închise, argilă care aminteşte de depozitele cuaternare.

Această argilă constituie, după părerea noastră, limita dintre cele două subetaje ale dacianului, deoarece considerăm că ea este un depozit regresiv, poate chiar subaerian. Cum grosimea acestei argile este destul de mare, peste 2 m, înseamnă că şi timpul de exondare a fost relativ lung.

Acest subetaj al dacianului, gros de circa 150 m, cu fauna de la Remetea Mică, descrisă mai înainte, cu cărbuni, poate fi numit cimmerian, în virtutea priorităţii şi a faptului că el cuprinde depozite sincrone, în mare măsură, cu depozitele cimmerianului aşa cum l-a văzut autorul său, N. A n d r u s o v.

Al doilea subetaj al dacianului este levantinul. El este format dintr-un complex de 20—25 m de nisipuri. În partea inferioară se află un nisip alb, fin, uneori aleurit. Acest aleurit este de fapt tot un tufit, care are bio-

Fig. 1. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri* Cobalcescu, Remetea Mică — Banat ; × 0,7.

Fig. 2. — *Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* Cobalcescu, Remetea Mică — Banat ; × 0,6.

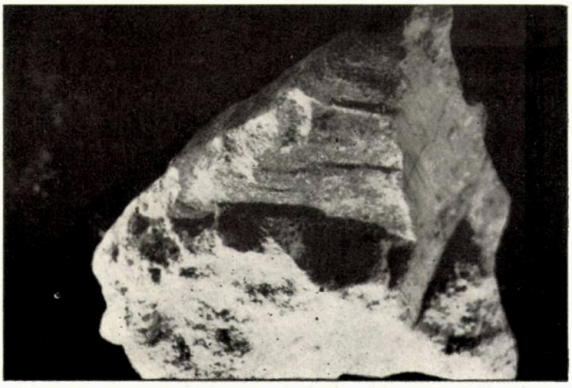


Fig. 3. — *Congeria ungula caprae* Münster, Remetea Mică — Banat ; × 0,7.

Fig. 4. — *Caladacna steindachneri* Brusina, Remetea Mică—Banat ; × 0,7.

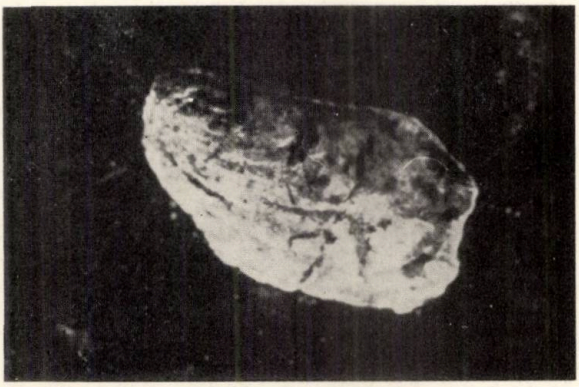


Fig. 5. — *Dreissenomya aperta* Desh., Remetea Mică — Banat, × 0,2.

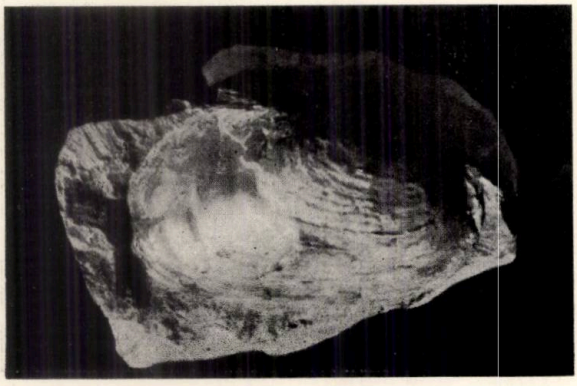


Fig. 6. — *Unio neumayeri* Brusina, Ip — Sălaj ; × 1,5.

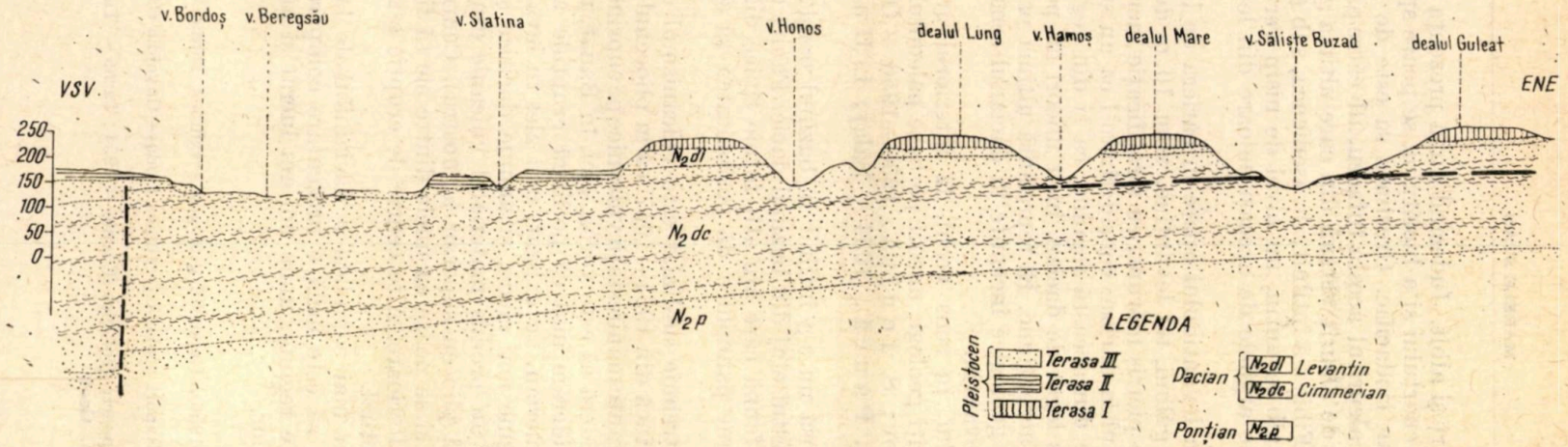


Fig. 2. — Profil geologic în regiunea Fibiș — Buzad (Banat).

tit, augit, hipersten, cuarţ şi albit. Judecînd după prezenţa albitului, precum şi după abundenţa cuarţului şi a biotitului, se poate spune că el este un tufit acid, dacitic sau riodacitic. Grosimea sa este de 10—12 m. La nord-vest de Altringen, aleuritul acesta tufaceu, alb către partea superioară, are două intercalaţii de aleurit verzui, din care ultima groasă de 2 m. În forajul manual de la Fibiş s-a întîlnit, de asemenea, sub depozitele cuaternare şi sub un nisip alb levantin, un nivel de nisip verzui. Acest orizont verzui aminteşte de argilele de aceeaşi culoare din levantinul de la exteriorul Carpaţilor.

Partea terminală a levantinului apare în cariera de la Bencecul de Jos. Aici, peste nisipuri gălbui, tot levantine, stau 10 m de nisipuri albe, alb-cenuşii cu lentile de pietriş mărunt, cu stratificaţie încrucişată.

Am alipit levantinul la dacian, considerîndu-l ca un subetaj al acestuia, întrucît din datele din această regiune, ca şi din regiunea Oaşului, acest subetaj este strîns legat de dacian, încît uneori nu poate fi separat de dacianul din vechea accepţiune. El reprezintă ultima parte a dacianului, întrucît fenomenele geologice începute în dacianul sens vechi se continuă şi se termină în levantin.

Prezenţa dacianului, în sens vechi, la interiorul arcului carpatic a fost afirmată de diferiţi geologi, uneori pe baze paleontologice (E. J e k e l i u s, 1932— Braşov; S. I o n i ţ ă, 1955—1956 — Oaş [5], alteori pe asemănări litologice (M. P a u c ă, 1954 — Sălaj; I. H u i c ă, 1965 — Banat[6] etc.).

Pînă în prezent însă nu s-a întîlnit în bazinul pannonic un dacian cu formele tipice ale acestui etaj din bazinul dacic. Fauna de la Remetea Mică întîlnită în 1968, faună care are atît forme tipice din dacianul din bazinul dacic, cît şi forme pannonice dă posibilitatea să se facă corelări între cele două bazine.

Un alt fapt care trebuie subliniat este vulcanismul din timpul dacianului. Noi am arătat încă din 1954—1957[7] că în pliocenul superior-pleistocen au avut loc importante manifestaţii vulcanice pe cuprinsul întregii ţări.

A. M a n e a consideră că este vorba, aici, în Banat, numai de erupţii andezitice. Noi considerăm însă că pe lîngă erupţiile andezitice, prezente în special în cimmerian, au existat, mai ales în levantin, şi erupţii vulcanice ale unor magme mai acide, şi anume dacitice şi probabil riodacitice. Aceste erupţii au produs materialul vulcanic din nisipurile din întreg dacianul (vechiul pliocen superior al nostru). Centrele de erupţie au fost relativ aproape şi se poate ca unele dintre ele să fie acoperite de depozite sincrone sau ulterioare. Alte centre de erupţie este posibil să fie pe undeva în relieful actual.

Pentru înţelegerea mai completă a dacianului de la interiorul arcului carpatic, socotim că este utilă o prezentare comparativă a acestei formaţiuni, din diferite regiuni, unde noi am lucrat şi am afirmat prezenţa ei în decursul anilor.

---

[5] S. I o n i ţ ă (1955—1956), Rapoarte geologice (regiunea Tarna Mare — Turţ (Oaş), Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[6] I. H u i c ă (1965), Raport geologic (regiunea Hodoş—Cuvejdia (Banat), Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

[7] I o n i ţ ă S t a n, Rapoarte geologice (Cavnic — 1954; Tarna — Turţ — Oaş —1955—1956), Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

Vom prezenta această formaţiune din trei regiuni diferite: Remetea Mică — Buzad (Banat), Turţ — Gherţa (Ţara Oaşului) şi Ip — Marca — Leşmir (Sălaj).

Deoarece dacianul de la Remetea Mică — Buzad (Banat) a fost descris anterior[8], vom continua descrierea acestuia din regiunea *Turţ — Gherţa (Oaş)*. În această regiune formaţiunea este alcătuită din trei orizonturi:

a. Orizontul calcarelor sideritice cu cărbuni este format din: marne cu intercalaţii de aglomerate vulcanice, tufite şi tufuri andezitice, cărbuni; marnele conţin *Congeria* cf. *budmani* Br., *Theodoxus* sp., ostracode; pe lîngă acestea se mai găseşte un pachet de circa 10 m grosime de calcare albe în strate de 0,2—1,5 m grosime, calcare sideritice, marne şi nisipuri, care conţin *Melania* sp., *Hydrobia* sp., *Dreisenide* (ca tipare).

b. Al doilea orizont îl formează orizontul tufurilor cu cărbuni, alcătuit din nisipuri, marne, cărbuni, tufite, tufuri microaglomeratice, aglomerate şi lave andezitice — acestea din urmă cu grosimi sub 1 m. Fauna acestui orizont este reprezentată prin: *Melania escheri* Brog., *Prososthenia zitteli* Lor., *Planorbis* (*Tropodiscus*) *anceps* Sacco, *Coretus* (*Planorbarius*) *corneus* Linné, *Anisus* (*Spiralina*) *vortex* Lin., *Limnea* sp., *Pomatias costulatum* R., *Pupa* sp., *Gyraulus* sp., *Hydrobia berzaviae* Jek., dreisenide rău conservate şi ostracode. Orizontul are o grosime de circa 100 m.

Cele două orizonturi (a + b) formează primul subetaj al dacianului, şi anume cimmerianul. Grosimea sa este de circa 130 m.

c. Al treilea orizont îl formează un complex de nisipuri cu o grosime de aproximativ 500 m. Pe lîngă nisipurile galben micafere, care formează roca dominantă, se mai găsesc marne şi argile. Fauna acestui orizont este formată exclusiv din specii limnicole şi pulmonate: *Melania escheri* Brogn., *Unio* sp., planorbiide. Acest orizont aparţine celui de-al doilea subetaj al dacianului, deci levantinului. Erupţiile dacitului de Gherţa se plasează, probabil, în acest timp.

Dacianul de la Ip — Marca — Leşmir (*Sălaj*)[9]. Aici, acest etaj este reprezentat numai prin subetajul cimmerian şi are o grosime de circa 200 m. El stă peste un complex nisipos cu faună tipic ponţiană, complex care la partea superioară are nisipurile albe de Leşmir cu *Congeria subglobosa* Partsch şi *Congeria spathulata* Partsch.

Cimmerianul de la Ip este în general nisipos, cu intercalaţii de marne şi strate de cărbuni. Fauna acestui subetaj este alcătuită din: *Congeria budmani* Brus., *Melanopsis bouei multicostata* Hand., care se găsesc în bază, pe primii 30 m. În afara acestora au mai fost întîlnite *Unio neumayri* Brus., *Prososthenia* sp., *Melania* sp.

Comparînd primul subetaj al dacianului, cimmerianul, din cele trei regiuni, constatăm unele elemente comune: faună oligohalină şi limnicolă în toate cele trei regiuni, ca şi prezenţa cărbunilor; în Banat şi Oaş cimmerianul are intercalaţii de roci vulcanice. Între cimmerianul de la Turţ — Oaş şi cel din celelalte două regiuni este şi o diferenţă, şi anume: cel de la Turţ are în baza sa un pachet de 10 m de calcare, calcare care lipsesc în celelalte două regiuni. Lipsa lor în cele două regiuni ne face să credem că acest pachet de calcare nu apare nu numai fiindcă nu s-a

[8] Ioniţă Stan (1955—1956), Rapoarte geologice, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.
[9] Ioniţă Stan (1956), Raport geologic, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

depus, ci mai degrabă pentru că nisipurile cimmeriene sînt transgresive şi au depăşit orizontul calcarelor sau echivalentului lor, stînd direct peste ponţian. De altfel, nisipurile cimmeriene de la Remetea — Buzad (Banat) au frecvente stratificaţii încrucişate, ceea ce denotă un regim de sedimentare agitat, deci mişcări de care de altfel se leagă şi activitatea vulcanică. Acestea sînt mişcările rodanice, cu efecte pe cuprinsul întregii ţări.

În dacianul de la exteriorul Carpaţilor nu se cunoaşte prezenţa unui pachet de calcare. Într-un singur loc însă, în regiunea Ruşavăţ — Buzău, C. Stoica (1958, citat de Ioana Pană, 1966), descrie calcarul de Piatra Dascălului la partea superioară a ponţianului.

Este posibil ca acest calcar să fie echivalent calcarului de Turţ din Oaş, pe care noi l-am considerat şi-l considerăm în baza dacianului. Deoarece nu ne-am propus să discutăm limita ponţian — dacian, nu facem nici aprecieri asupra relaţiei dintre calcarul de Turţ şi calcarul de Odesa, dacă ar putea să fie sincrone. Fauna daciană de la Remetea Mică — Banat, prin *Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* Cob. şi *Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri* Cob., leagă acest dacian în facies banatic (cu elemente dacice şi panonice) de dacianul din bazinul dacic, iar prin *Congeria ungula caprae* M. face posibilă separarea dacianului şi, respectiv, a subetajului său — cimmerianul, în bazinul panonic.

Am considerat că levantinul reprezintă un subetaj al dacianului, deoarece această subdiviziune reprezintă în mare un timp de regresiune faţă de timpul de transgresiune pe care îl reprezintă cimmerianul. Levantinul de la Turţ (Oaş) are forme exclusiv limnicole şi pulmonate, iar cel de la Buzad (Banat) prezintă roci formate şi în mediul continental — subaerian sau sublacustru. Limita între cimmerian şi levantin a fost pusă, la Buzad (Banat), la primul nivel de rocă formată în mediul continental, reprezentată prin argila neagră de tip cuaternar.

Considerăm că este posibil ca acest nivel de argilă să se găsească şi la exteriorul Carpaţilor.

CUATERNARUL

Această formaţiune este reprezentată prin pleistocen şi holocen.

Pleistocenul este format în principal din argile cărămizii, roşii sau gălbui, apoi, subordonat, din pietrişuri şi nisipuri. Acestora li se adaugă loessul, semnalat şi de E. Pop 1952[10]. Din punct de vedere morfologic pleistocenul prezintă trei terase, care corespund, în parte, cu cele separate de E. Pop.

Terasa I atinge altitudinea absolută de 260 m, terasa II-a atinge altitudinea absolută de 180 m, iar terasa a III-a atinge 130 m (cu altitudinea relativă de 2—6 m).

Holocenul este format din soluri şi aluviuni actuale : nisipuri pietrişuri şi argile.

---

[10] E. Pop (1952—1953), Rapoarte geologice (regiunea de la sud-vest de Lipova), Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

TECTONICA

Elementele tectonice se descifrează greu, din cauza lipsei deschiderilor şi a cuverturii groase pleistocene.

Caracterul transgresiv al cimmerianului este, aşa cum am amintit, un efect al fazei rodanice, fază de mişcări strîns legată de vulcanismul din acest timp.

Depozitele pleistocene stau pe diferiţi termeni ai pliocenului, ceea ce dovedeşte o perioadă de eroziune între levantin şi pleistocen. La sfîrşitul dacianului în sens nou, respectiv a subetajului său, levantinul, şi la începutul pleistocenului au loc mişcări care produc exondarea regiunii, mişcării care aparţin fazei valahe.

Depozitele pleistocene sînt şi ele afectate de mişcări care au produs înclinarea spre apus a terasei a II-a şi fracturile trădate de izvoarele de ape carbonice (apă acră), care apar în plină zonă pleistocenă. Aceste mişcări tinere fac parte din faza pasadenică.

NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION FÎNTÎNELE — ZĂBRANI — FIBIŞ — BUZAD (BANAT)

RÉSUMÉ

En possession d'une riche faune, l'auteur a séparé dans la région étudiée, le Pontien sableux et le Dacien à affinités «daciques» et «pannoniennes», représenté par des sables, des dépôts pélitiques et, d'une manière subordonnée, par des graviers et même des charbons.

On a séparé dans le Dacien, comme sous-étages, un Cimmérien à faune oligohalyne et limnicole et le Lévantin, dont les dépôts ne peuvent pas être séparés du vrai Dacien. L'attribution du Lévantin au Dacien est, également, justifiée par les phénomènes géologiques qui ont commencé dans le Dacien proprement dit, qui se continuent et finissent dans le Lévantin.

BIBLIOGRAFIE

Hanganu E. (1966), *Studiul stratigrafic al pliocenului dintre văile Teleajen şi Prahova*, St. tehn. econ., Com. geol., Seria J., Stratigrafie, *2*.

Jekelius E. (1932), *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe* des *Beckens von Braşov*, Mem. Inst. geol. Rom., **II**.

Macarovici N., Marinescu F., Motaş I. (1965), *Asupra neogenului superior şi a ponţianului s.s. din Bazinul Dacic*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

Pană I. (1966), *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzăului şi valea Bălăneasa*, St. tehn. econ., Com. geol., Seria J, Stratigrafie, *1*.

Paucă M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Com. geol., **XXVII**.

Teisseyre W. (1908), *Asupra etajelor Meotic, Pontic şi Dacic*, An. Inst. geol. Rom., **II**.

Wenz W. (1942), *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete*, Senckenberg., **24**, Frankfurt. a.M.

Primit în redacţie la 25 aprilie 1969

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

PREZENȚA VOLHINIANULUI ÎN CULOARUL MUREȘULUI (ZONA COȘAVA — OHABA — LĂPUGIU — FINTOAG)

DE

I. HUICĂ și VALENTINA DRAGU

55(05)

Printre culoarele pe care Suzette Gillet (1961) le menționează în timpul miocenului și pliocenului, prin care apele din bazinele Paratethysului comunicau între ele, se află și culoarul Mureșului, avînd însă o existență problematică : „Un détroit problematique le long de la vallée de la Mureș, entre Transylvanie et Pannonie proprement dite : aurait joué uniquement au Volhynien" (p. 223).

Acest culoar este doar presupus, deoarece pînă în prezent nu s-au găsit depozite sarmațiene pe baza cărora să poată fi dovedită existența sa sigură, după cum de altfel, precizează Suzette Gillet : „Des affleurements volhyniens se trouvent en Transylvanie, le long du Mureș, près de Sebeș. On peut en déduire l'existence possible d'un étroit chenal à travers cette dépression. Il irait du bassin transylvain, enfermé entre les Carpates proprement dites et les chaînes du Bihor et du Banat, à la partie méridionale du bassin pannonique ... Le Volhynien n'est pas connu en affleurements. Il faudrait admettre que l'érosion a détruit ses dépôts".

În urma cercetărilor întreprinse de noi[1] în culoarul Mureșului, și anume în zona Coșava — Ohaba — Lăpugiu — Fintoag, am găsit (I. Huică) o faună care probează că depozitele în care este cantonată aparțin volhinianului (vezi schița geologică).

Datorită faptului că depozitele volhinianului nu au mai fost menționate pînă în prezent în culoarul Mureșului, se impune o prezentare biostratigrafică și litologică mai amănunțită.

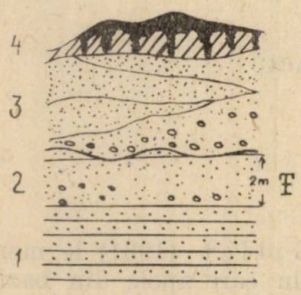
[1] I. Huică, Al. Stilla, S. Marele, R. Olteanu, V. Bulgăreanu, Th. Orășeanu (1968), *Raport geologic de prospecțiuni pentru lignit în zonele Lăpugiu — Dobra — Căpîlnaș — Făget și Frumușeni — Lipova — Gearmata — Topolovățul Mare*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.

Pe baze litologice şi paleontologice, volhinianul a fost descoperit în următoarele trei zone :

a. Zona valea Năndreasca — Coşava ;
b. Zona Fintoag ;
c. Zona valea Şesului — Ohaba — Ieiu.

a. VOLHINIANUL DIN ZONA VALEA NĂNDREASCĂ-COŞAVA

Pe afluentul drept al văii Icui, care confluează la aproximativ 500 m nord-est de centrul localităţii Coşava, se găseşte o succesiune de depozite reprezentată prin (fig. 1) :



1 - Argile nisipoase, gălbui
2 - Nisipuri gălbui cu concreţiuni calcaroase cu : Cardium vindobonense vindobonense, C. gracile, C. g. cf. casinkense, Mactra vitaliana eichwaldi, Acteocina (A.) lajonkaireana lajonkaireana, Ervilia dissita dissita.
3 - Nisipuri şi pietrişuri roşcate cu stratificaţie încrucişată
4 - Sol gălbui
T - Fosile

Fig. 1. — Depozitele volhiniene de pe valea Năndreasca — Coşava.

Peste 6 m de argile nisipoase, gălbui, fine, cu intercalaţii subţiri de nisipuri cenuşii, se dispun nisipuri argiloase gălbui, cu concreţiuni calcaroase, groase de aproximativ 2 m din care s-a determinat următoarea asociaţie macropaleontologică (pl. I, fig. 1—4 ; 6—8) :

Cardium vindobonense vindobonense (Partsch) Lask.
Cardium gracile Pusch.
Cardium gracile cf. *Kasinkense* Kolesn.
Mactra vitalina eichwaldi Lask.
Acteocina (*A.*) *lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.)
Ervilia dissita dissita Eichw.

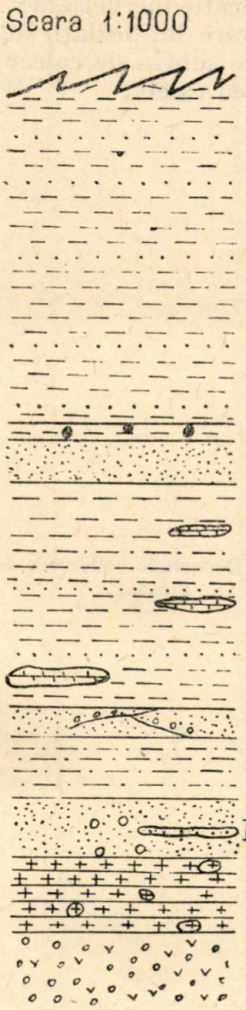
Peste nisipurile fosilifere se dispun nisipuri şi pietrişuri gălbui-roşcate, cu o grosime de aproximativ 20 m.

Depozitele descrise se situează stratigrafic peste argilele şi nisipurile bogat fosilifere ale tortonianului superior (descrise recent de J o s e -

f i n a S t a n c u și A. P o p e s c u)[2] de pe valea Homoșdia și suportă nisipuri și pietrișuri cu stratificație torențială în care s-au găsit : *Congeria partschi* Czizek, *C. croatica* Brus., *Melanopsis vindobonense* Fuchs, care au fost atribuite pannonianului s. str.

b. VOLHINIANUL DIN ZONA FINTOAG

Profilul cel mai bine deschis în depozitele sarmațiene se găsește pe valea Brădetului, situată la est de localitatea Fintoag, precum și pe afluenții acestuia. Astfel, succesiunea depozitelor sarmațiene de pe valea Brădetului este următoarea :



Alternanță de strate de argile verzui - violacee, cu strate de nisipuri cenușiu, verzui

Argile verzui cu concrețiuni calcaroase
Nisipuri și pietrișuri cenușii - gălbui

Argile verzui și argile violacee cu rare intercalații de nisipuri verzui cu mici lentile de calcar albicios compact

Nisipuri și pietrișuri cu stratificație încrucișată

Argile nisipoase, verzui

Nisipuri gălbui cu elemente de pietrișuri cu Irus (Paphirus) cf. navicelacus și Pirenella sp.

Tuf albicios, bentonitic cu elemente de aglomerate

Aglomerate andezitice

Fig. 2. — Depozitele volhiniene de pe valea Brădeţului — Fintoag.

[2] J o s e f i n a S t a n c u, A. P o p e s c u, *Studii biostratigrafice și mineralogice asupra formațiunii tortoniene de pe versantul nord-vestic al Masivului Poiana Ruscăi*, Com. Inst. geol. în șed. din 28 martie 1969.

Peste aglomeratele andezitice care cad cu 70° spre sud se dispun:

— 10 m tufuri bentonitizate cu elemente de aglomerate incluse în masa lor;

— 8 m nisipuri gălbui cu elemente de pietrişuri şi cu o separaţie de gresie calcaroasă, cu o grosime de 1 m, din care s-au determinat formele (pl. I, fig. 5):

Irus (*Paphirus*) cf. *naviculatus* (Hoern.) Andrus.

Pirenella sp.

Mactra sp.

— 8 m argile nisipoase verzui şi maronii, uneori cu tente violacee;

— 4 m nisipuri şi pietrişuri gălbui cu stratificaţie încrucişată;

— 30 m argile verzui şi argile violacee cu rare intercalaţii de nisipuri verzui; în masa acestor argile se găsesc lentile subţiri de calcar compact, albicios, precum şi diaclaze subţiri umplute cu calcit;

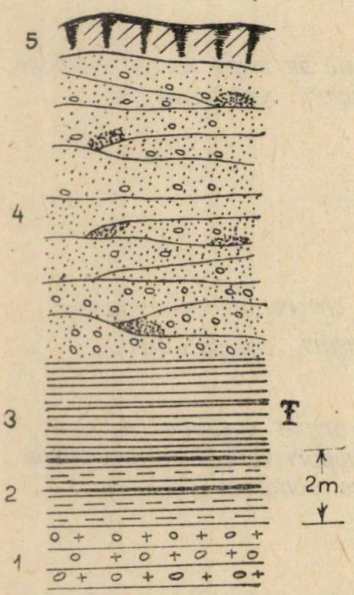


Fig. 3. — Depozitele volhiniene de la Fintoag.

1 - Aglomerate andezitice
2 - Marne cărbunoase; şocolatii şi lignit
3 - Argile, cenuşii-maronii, lumaşelice cu: Sanquinularia (Psamotea) labordei sarmatica, Terebralia lignitarum, Ostrea sp.
4 - Pietrişuri şi nisipuri cu cimentări locale - trovanţi
5 - Sol gălbui
T - Fosile

— 6 m nisipuri şi pietrişuri cenuşiu-gălbui din elemente de cristalin şi andezite;

— 2 m argile verzui cu concreţiuni calcaroase;

— 80 m alternanță de strate de argile verzui, mai rar violacee, cu strate de nisipuri cenușiu-verzui, avînd grosimi de 2—4 m.

Sarmațianul mai apare și la nord de localitatea Fintoag, pe un afluent drept al văii Fintoag, care izvorăște din dealul Coșului, unde este reprezentat prin argile albăstrui în bază și nisipuri cu intercalații de cărbuni la partea superioară.

Succesiunea lito-biostratigrafică este următoarea :

— 1,00 m tuf verzui, dur ;

— 2,00 m complex cărbunos marnos, format dintr-o alternanță de strate de lignit foios pînă la 0,40 m grosime și marne cărbunoase gălbui ;

— 6,00 m argile cenușii-gălbui cu (pl. I, fig. 9) :

Sanguinolaria (*Psamotea*) *labordei sarmatica* Papp

Terebralia lignitarum (Eichwald)

Ostrea sp., aproape lumașel

— 12,00 m pietrișuri și nisipuri gălbui, cu cimentări locale.

Depozitele descrise se dispun transgresiv peste aglomeratele andezitice, avînd o orientare 65° E și o cădere medie de 55° către S (fig. 3).

c. VOLHINIANUL DIN ZONA VALEA ȘESULUI — OHABA — TEIU

Peste aglomeratele andezitice din valea Șesului, pe un mic torent numit Ogașul Popii, se urmărește următoarea succesiune de amănunt (fig. 4) :

— 1,00 m brecie sedimentară cenușie din elemente de șisturi cristaline, calcare și andezite ;

— 1,50 m nisipuri gălbui-roșcate cu elemente de pietrișuri cu o stratificație încrucișată evidentă ;

— 2,00 m argile nisipoase verzui-cenușii-gălbui, puțin micacee ;

— 1,0 m brecie sedimentară cenușie din elemente de șisturi cristaline, calcare și andezite ;

— 1,5 m nisipuri gălbui roșcate cu elemente de pietrișuri cu o stratificație încrucișată evidentă ;

— 2,0 m argile nisipoase verzui-cenușii-gălbui, puțin micacee ;

— 8,0 m nisip argilos roșcat, fin, cu pete negricioase ;

— 1,0 m argilă gălbuie, cenușie, granulară ;

— 2,5 m tufuri albe dacitice, cu paiete de biotit ;

— 3,0 m argile micacee, gălbui, care trec lateral la argile nisipoase compacte ;

— 6,0 m pietrișuri mărunte, gălbui cu stratificație încrucișată, formate din elemente rulate dar nerotunjite de cuarțite, aglomerate andezitice, andezite, șisturi cristaline ;

— 5,0 m argile nisipoase gălbui cu zone limonitice și manganoase, care trec lateral la pietrișuri și bolovănișuri ;

— 1,2 m bentonit albicios-gălbui-violaceu ;

— 0,8 m tuf alb dacitic cu structuri diagenetice con în con ;

— 0,7 m bentonite albicioase gălbui ;

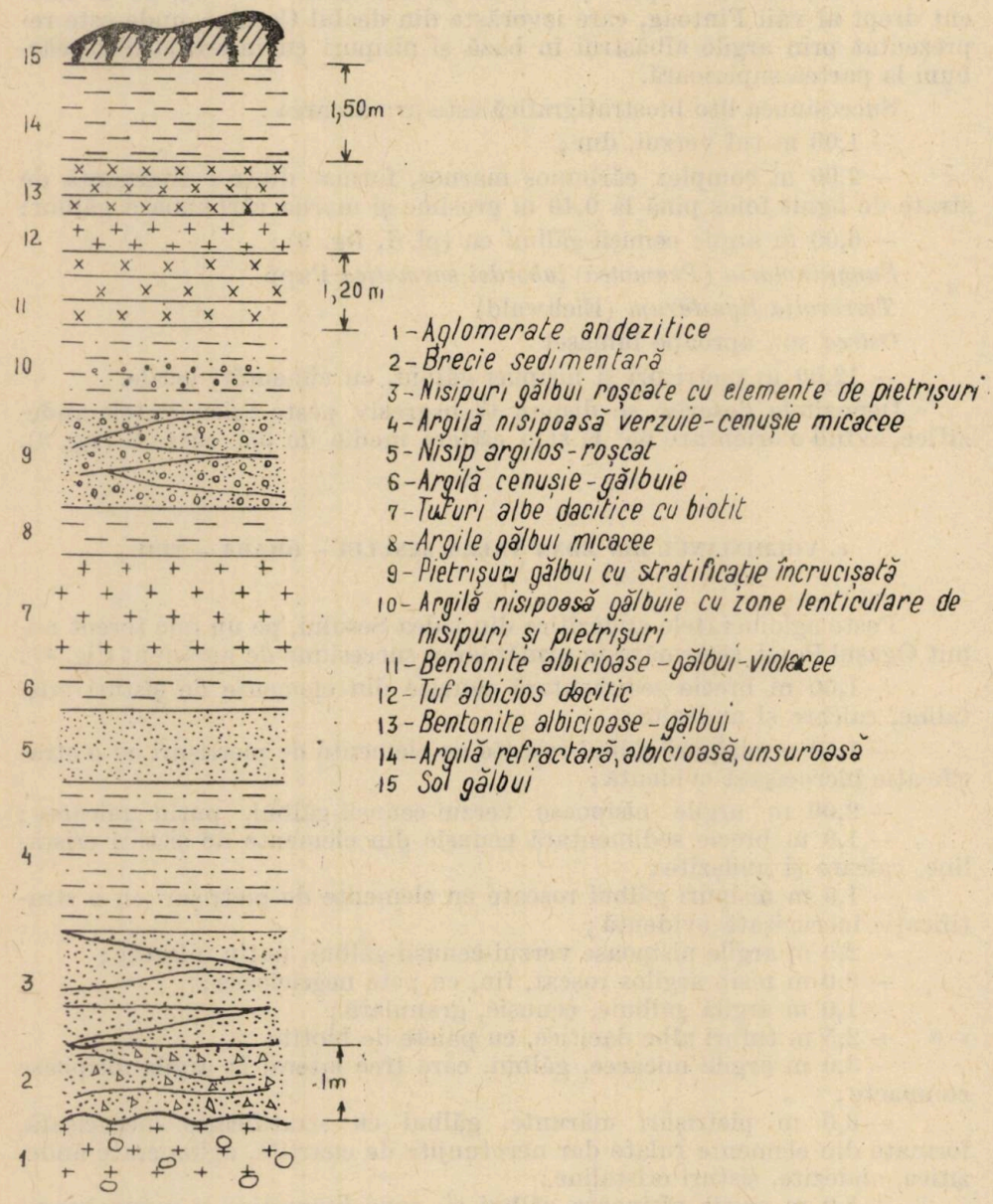


Fig. 4. — Depozitele sarmaţiene de pe valea Şesului — Ohaba.

— 1,5 m argile refractare albicioase;

— 2—4 m sol gălbui cu elemente de pietrișuri.

La sud-vest de localitatea Teiu, pe o mică vale care izvorăște din dealul Teiului, peste aglomerate andezitice, se dispun nisipuri și pietrișuri prinse într-o matrice argiloasă, brecioasă, avînd o grosime de aproximativ 8 m. Superior, se trece la o gresie albicioasă, tufacee, cuarțitică, cu o grosime de 2 m, care suportă marnocalcare gălbui cenușii, de 1 m grosime.

Peste acestea se dispun nisipuri și pietrișuri cenușii-albicioase cu stratificație încrucișată, cu o grosime de aproximativ 20 m, care suportă 0,5 m de marnocalcare gălbui, peste care stau argile gălbui brecioase. Menționăm că în nisipurile și pietrișurile din acest profil, pe lîngă șisturile cristaline și cuarțitele remaniate din abundență, se găsesc și aglomerate andezitice.

În depozitele din zona valea Șesului — Ohaba — Teiu nu au fost găsite fosile pînă în prezent. Situîndu-se peste aglomeratele andezitice, prezentînd o evidentă asemănare atît ca succesiune stratigrafică, cît și litofacială cu depozitele volhiniene datate paleontologic din zona Fintoag și suportînd nisipurile și pietrișurile atribuite pannonianului, considerăm că aparțin sarmațianului inferior.

Probele recoltate din pelitele depozitelor sarmațiene, pentru analize micropaleontologice, nu au dat rezultate satisfăcătoare, majoritatea acestora fiind sterile sau cu microconținut neconcludent.

În toate bazinele posttectonice din Banat și vestul Munților Apuseni, ca și în Platforma Moldovenească, depozitele sarmațianului inferior și mediu au fost menționate de diferiți cercetători: E. Pop (1957 și 1959), O. Iliescu, A. Hinculov și Luciana Hinculov (1968), Victoria Lubenescu, Filofteia Sîrbu și Tamara Odobescu (1967), M. Paucă (1954), M. Paucă și colab. (1968), E. Nicorici (1967), I. Huică, Luciana Hinculov, Yvonne Babucea și I. Koczur (1969), C. Gheorghiu (1960), A. Mamulea (1953), V. Dragoș și I. Nedelcu (1962), Gertruda Moisescu (1955), Maria Chivu, Valentina Dragu, Gh. Enache, D. Isac și Eugenia Mărgărit (1966), V. Chițimuș, Maria Chivu, Valentina Dragu, O. Edelstein, I. Kalmar și Eugenia Mărgărit (1967), N. Macarovici (1964) (tabelul nr. 1).

În concluzie, cercetările noastre au semnalat prezența depozitelor volhiniene în culoarul Mureșului, confirmîndu-se astfel existența unei legături între Bazinul Transilvaniei și Bazinul Pannonic.

De asemenea, prin identificarea celor trei puncte fosilifere a căror asociație faunistică precizează vîrsta depozitelor ca fiind volhinian superioară, se ajunge la concluzia că vulcanitele care stau peste depozitele tortonianului superior și sub depozitele volhinianului superior din zona Coșava — Ohaba — Lăpugiu — Fintoag sînt de vîrstă volhinian inferioară.

Tabelul nr. 1

Răspîndirea geografică a faunei volhiniene din culoarul Mureşului

Nr. crt.	Răspîndire / Denumirea speciilor	Bazinul Zarandului	Bazinul Mehadia	Depresiunea Getică	Platforma Moldovenească	Transcarpaţii Ucrainei	Platforma Rusă: R.S.S. Moldovenească	Platforma Rusă: Volhinia şi Podolia	Sudul Ucrainei (depresiunea din faţa M. Negre)	Iugoslavia	Ungaria	Austria (Bazinul Vienei)
1	*Cardium gracile* Pusch.	–	–	+	+	+	+	+	+	+	–	–
2	*Cardium gracile* cf. var. *kasinkense* Koles.	–	–	–	+	+	–	–	–	+	–	–
3	*Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Lask.	+	–	+	+	+	+	+	+	+	–	+
4	*Mactra (Mactra) vitaliana eichwaldi* Laskarev	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
5	*Irus (Paphirus)* cf. *naviculatus* (Hoern.) Andrusov	–	–	–	+	+	+	–	–	–	–	+
6	*Ervilia dissita dissita* (Eichwald)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
7	*Sanguinolaria (Psammotea) labordei sarmatica* (Papp)	–	+	–	–	–	–	–	–	–	+	+
8	*Acteocina (Acteocina) lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.)	+	+	–	+	+	+	+	+	+	+	+
9	*Terebralia lignitarum* (Eichwald)	+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	+

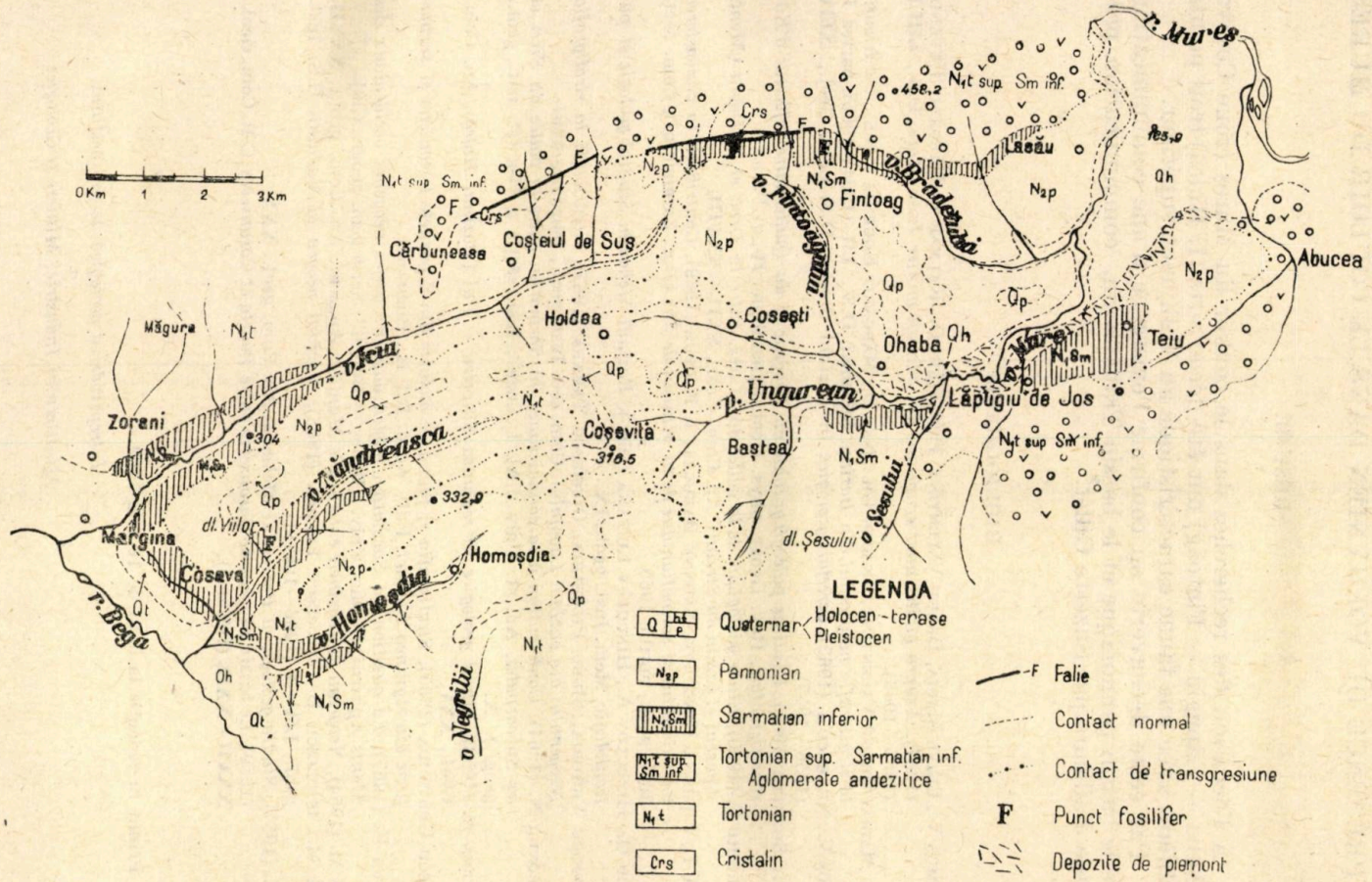


Fig. 5. — Schița geologică a regiunii Coșava — Fintoag — Lăpugiu.

LA PRÉSENCE DU VOLHYNIEN DANS LE COULOIR DU MUREŞ

RÉSUMÉ

A l'occasion des recherches dans le couloir du Mureş (zone Coşava —Ohaba — Lăpugiu — Fintoag) ont été découverts (I. Huică) trois points fossilifères avec une faune caractéristique au Volhynien supérieur.

Par cette découverte on confirme l'existence d'une communication entre le bassin pannonique et le bassin Transylvain, communication préconisée d'ailleurs par Suzette Gillet.

BIBLIOGRAFIE

Chiţimuş V., Chivu Maria, Dragu Valentina, Edelstein O., Kalmar I., Mărgărit Eugenia (1967), *Asupra vîrstei unor erupţiuni din bazinul minier Baia Mare*, D.S., **LIII/1** (1965—1966).

Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Eugenia (1966), *Contribuţii la stratigrafia neogenului din Bazinul Silvaniei*, D.S., **LII** (1964—1965), partea I.

Dragoş V., Nedelcu I. (1962), *Cercetări geologice în Bazinul Orăştie*, D.S. Com. Geol., **XLIV** (1956—1957).

Gillet Suzette (1961), *Essai de paléogéographie du Neogène et du Quaternaire inférieur d'Europe Orientale*, Rev. Géogr. phys. Géol. dynamique, **IV**, *4*, Paris.

Gheorghiu C. (1960), *Etude géologique de la vallée du Mureş, entre la Deva et la Dobra* (*Monts Apuseni et bassin du Streiul*), An. Com. Géol., **XXIV—XXVIII**.

Huică I., Luciana Hinculov, Yvonne Babucea, I. Koczur (1969), *Contribuţii la cunoaşterea tortonianului şi sarmaţianului de la Minişul de Sus* (*Baz. Zarandului*), Com. secţ. Inst. geol., aprilie 1969.

Iliescu O., Hinculov A., Hinculov Luciana (1968), *Bazinul Mehadia. Studiul geologic şi paleontologic*, Mem. Inst. geol., **IX**.

Lubenescu Victoria, Sîrbu Filofteia, Odobescu Tamara (1967), *Contribuţii la stratigrafia Neogenului din bazinul Lugojului*, Com. şed. Inst. geol., februarie 1967.

Macarovici N. (1964), *Contribution à la connaissance du Sarmatien entre la vallée du Siret et les Subcarpates*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, secţia a II-a (şt. nat., geol., geogr.), **X**.

Mamulea A. (1953), *Studii geologice în regiunea Sînpetru — Pui* (*Bazinul Haţeg*), An. Com. Geol., **XXV**.

Moisescu Gertruda (1955), *Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmaţiene din regiunea Buituri*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Nicorici E. (1967), *La question du Sarmatien moyen dans les golfes néogènes occidentaux des Monts Apuseni*, Studia, Univ. „Babeş — Bolyai", Seria geol.-geogr., Cluj.

Paucă M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Com. geol., **XXVII**.

Paucă M., Istocescu D., Istocescu Felicia (1968), *Bazinul neogen al Vadului*, D.S. Inst. geol., **LIV—1** (1966—1967).

Pop E. (1957), *Studiu geologic al Bazinului Mehadia*, An. Com. geol., **XXX**.

— (1959), *Le bassin néogène de Caransebeş entre Poarta et Caransebeş*, C.R. Com. Geol., **XXVII—XXIX** (Résumé).

Primit în redacţie la data de 16 mai 1969.

Întreprinderea geologică de prospecţiuni
a
Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

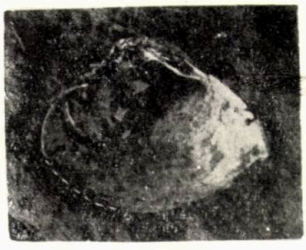
1

2

3

4

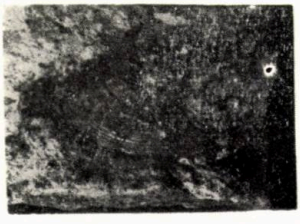
5



6

7

8



9

Fig. 1.—4.— *Cardium gracile* Pusch ; 1 :1 ; valea Nădăreasca—Coşava ; volhinian.

Fig. 5. — *Irus* (*Paphirus*) cf. *naviculatus* (Hoernes) Andrusov ; 2 :1 ; valea Brădetului-Fintoag ; volhinian.

Fig. 6 — 8. — *Mactra* (*Mactra*) *vitaliana eichwaldi* Laskarev ; 1 : 1 ; valea Nădăreasca — Coşava ; volhinian.

Fig. 9. — *Sanguinolaria* (*Psammotea*) *labordei sarmatica* (Papp) ; 1 : 1 ; afluent al văii Fintoag ; volhinian.

DATE STRATIGRAFICE ŞI MICROPALEONTOLOGICE ASUPRA STRATELOR DE HANGU ŞI A STRATELOR DE STRAJA DIN VALEA BISTRIŢEI (CARPAŢII ORIENTALI)

DE

ELENA BRATU şi GR. ALEXANDRESCU

55(05

I. DATE STRATIGRAFICE

Depozitele de vîrstă cretacică şi paleogenă din bazinul văii Bistriţa, între Bicaz şi Piatra Neamţ, dezvoltate în facies de fliş, aparţin la două unităţi structurale majore: pînza de Tarcău şi parautohtonul marginal (pînza marginală).

În cadrul pînzei de Tarcău, datorită variaţiilor laterale de facies, s-au separat trei zone faciale în care faciesurile prezintă caractere deosebite: faciesul grezi ei de Tarcău, situat la interiorul pînzei, faciesul intermediar şi faciesul marginal sau extern.

Cele mai vechi depozite ale pînzei de Tarcău aparţin seriei şisturilor negre (= strate de Audia), care de altfel constituie substratul acestei unităţi, precum şi a parautohtonului marginal (S. Athanasiu, G.Macovei şi I. Atanasiu, 1927; I. Atanasiu, 1943; M. G. Filipescu, 1955; I. Băncilă, 1955 şi 1958). Şisturile negre reprezintă o serie comprehensivă, care îşi păstrează aproape în mod constant caracterele litologice pe toată aria lor de dezvoltare.

Pe baza resturilor organice existente în seria şisturilor negre, majoritatea cercetătorilor admit că acestea aparţin intervalului valanginian superior? — albian (M. G. Filipescu şi colab., 1952; M. G. Filipescu, 1955 *a* şi 1955 *b*; I. Băncilă, 1958 şi 1965).

În cuprinsul pînzei de Tarcău, peste şisturile negre (strate de Audia) se găsesc depozitele cretacicului superior şi paleogenului, care îmbracă faciesuri diferite:

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 451–467, Bucureşti, 1970.

1) Astfel, peste orizontul cu gresii glauconitice de la partea superioară a şisturilor negre, de vîrstă albiană (M. G. Filipescu şi colab. 1952), urmează un orizont atribuit vraconianului şi cenomanianului (M. G. Filipescu, 1955; I. Băncilă, 1955 şi 1958).

2) Peste acesta se dispune un orizont de circa 40-50 m, constituit în cea mai mare parte din marne şi marnocalcare sublitografice, de culoare cenuşie sau negricioasă, care alternează cu şisturi argiloase cu grosimi de ordinul milimetrilor. Acestea reprezintă probabil turonianul, deşi există puţine dovezi paleontologice (*Globigerina* sp., *Heterohelix*, radiolari calcitizaţi[1] etc).

3) În partea terminală a cretacicului superior şi în paleocen se dezvoltă un facies calcaros-grezos, cunoscut sub numele de strate de Hangu (= strate cu inocerami = marne cu fucoide) (S. Athanasiu, G. Macovei, I. Atanasiu, 1927).

În sectorul dintre valea Bistriţei şi valea Moldovei, stratele de Hangu sînt bine reprezentate în partea externă a pînzei de Tarcău, unde ocupă o suprafaţă mare, constituind substratul faciesului intermediar şi marginal al paleogenului.

Cercetările mai noi au arătat că stratele de Hangu sînt situate între orizontul cu marnocalcare în plăci de vîrstă turoniană şi suportă stratele de Straja de vîrstă eocenă (C. Olteanu, 1952; T. Joja, 1952 şi 1955; I. Băncilă, 1955 şi 1958; Gr. Alexandrescu şi P. Şoigan, 1963).

În lumina noilor cercetări, în stratele de Hangu din bazinul văii Bistriţa s-au separat următoarele subdiviziuni litologice:

1. Orizontul marnocalcarelor roşii (senonian inferior). Este constituit din marnocalcare pelagice roşii şi cenuşii, în strate de 10-30 cm, în alternanţă cu argile roşcate şi verzui, argile cenuşii şi gresii calcaroase subţiri. Local, apar şi gresii cu ciment calcaros sau conglomerate cu elemente de şisturi verzi, fragmente de roci diabazice şi marnocalcare cu *Calpionella*. Acest orizont are o grosime de circa 40 m şi apare numai acolo unde şisturile negre străpung stratele de Hangu la: Straja — Potoci, Audia, Largu, Găineşti (M. G. Filipescu, 1955; I. Băncilă, 1955 şi 1958; Gr. Alexandrescu, 1964 şi 1968). În cimentul gresiilor calcaroase şi al conglomeratului cu elemente verzi şi roci diabazice se găsesc numeroase forme de *Globotruncana* (ex. gr. *G. lapparenti*)[2], care ar indica că aceste depozite pot fi atribuite senonianului inferior, eventual turonianului superior.

2. Orizontul marnocalcarelor cu „fucoide" (= strate de Hangu inferioare, sensu T. Joja şi colab., 1963 = strate cu inocerami str. s.). În cadrul pînzei de Tarcău se individualizează un pachet cu grosimi cuprinse între 800 şi 1 500 m, alcătuit dintr-o alternanţă de marnocalcare pelagice cenuşii, marne cu „fucoide", gresii calcaroase şi şisturi negricioase sau cenuşii, cunoscut sub denumirea de strate de Hangu sau strate cu inocerami.

Acest orizont conţine la diferite nivele resturi de inocerami: *Inoceramus balticus* Böhm, *Inoceramus salisburgensis* Fugg. et Kastn

[1] Preparatele microscopice au fost studiate de Gr. Alexandrescu.
[2] Preparatele microscopice au fost studiate de Gr. Alexandrescu.

(G. Macovei şi I. Atanasiu, 1926; Th. Joja, 1952 *b*; I. Băncilă, 1958; Fl. Olteanu, 1958; Gr. Alexandrescu şi P. Şoigan, 1963).

În ultima vreme s-au identificat la partea superioară a acestui orizont (valea Buhalniţa) în cimentul unor conglomerate cu elemente verzi de tip dobrogean[3] exemplare de orbitoizi (ex. gr. *Orbitoides media* (d'Arch.)).

Din datele paleontologice existente rezultă că orizontul cu marnocalcare cu „fucoide" (= strate de Hangu inferioare) poate fi atribuit senonianului inferior şi campanian-maestrichtianului.

3. Orizontul grezos-calcaros (= strate de Hangu superioare = strate de Putna, T. Joja şi colab., 1963; = strate de Izvor, L. Ionesi, 1966).

În strînsă continuitate cu orizontul precedent, se dezvoltă o succesiune ritmică de circa 200-300 m, alcătuită din calcare marnoase cu material detritic, gresii calcaroase, şişturi cenuşii şi verzui şi foarte rar marnocalcare de tipul acelora cu „fucoide". Către partea superioară a acestei succesiuni, aproape de limita cu stratele de Straja, în unele locuri se găseşte un biocalcarenit cu *Lithothamnium*, care poate ajunge la circa 3 m grosime. În secţiunile subţiri din acest biocalcarenit pe lîngă fragmentele de *Lithothamnium*, care predomină, apar *Rotaliidae* şi *Globigerinidae*. Din acest biocalcarenit s-au citat numuliţi de talie mică (S. Athanasiu, 1908, I. Atanasiu, 1939; C. Olteanu, 1952; I. Băncilă, 1958).

4. În baza eocenului, în facies intermediar şi marginal, din bazinul văii Bistriţa se individualizează un orizont caracteristic, cu dezvoltare regională, cunoscut sub numele de strate de Straja ((C. Olteanu, 1931—*fide* C. Olteanu, 1952; T. Joja, 1952 *a*; I. Băncilă, 1958). Iniţial, aceste strate au fost situate la baza stratelor cu inocerami şi paralelizate cu stratele de Tisaru din valea Putnei — Vrancea (S. Athanasiu, G. Macovei şi I. Atanasiu, 1927). Poziţia lor deasupra stratelor de Hangu, precum şi vîrsta lor eocenă a fost precizată ulterior de C. Olteanu în 1931 — (*fide* C. Olteanu, 1952).

Litologic, stratele de Straja sînt constituite din gresii calcaroase, fine, cenuşii, care predomină la partea inferioară, gresii silicifiate şi argile roşii, vişinii şi verzui, frecvente la partea superioară.

Trăsătura caracteristică a acestor strate este dată de gradul avansat de silicifiere, datorat probabil unui exces de silice organogenă (I. Băncilă şi V. C. Papiu, 1960).

II. DATE MICROBIOSTRATIGRAFICE

În vederea stabilirii unor subdiviziuni cronostratigrafice mai detaliate a stratelor de Hangu superioare şi a stratelor de Straje, s-au colectat probe micropaleontologice, de pe profilele de la Straja, Potoci şi Oanţu (bazinul văii Bistriţa).

Ansamblul microfaunelor cercetate din aceste profile este alcătuit din foraminifere aglutinante, al căror conţinut cantitativ şi calitativ este variabil.

[3] Gr. Alexandrescu, Elena Bratu (1968), *Raport. Corelarea stratigrafică a formaţiunilor din sectorul nordic al zonei flişului paleogen*, Arh. Inst. geol.

Pe lîngă formele de aglutinante s-au identificat şi foarte rare nivele cu foraminifere planctonice şi cu totul sporadic foraminifere calcaroase bentonice.

1. Asociaţia micropaleontologică a stratelor de Hangu superioare (pl. I, II, III şi VII şi tabelul nr. 1).

Stratele de Hangu superioare de la Straja şi Oanţu sînt caracterizate prin asociaţii de foraminifere din familiile : *Allogramiidae*, *Astrorhizidae*, *Saccamminidae*, *Ammodiscidae*, *Hormosinidae*, *Rzehakinidae*, *Lituolidae*, *Trochaminidae*, *Ataxophragmiidae*, *Nodosariidae*, *Nonionidae*, *Globorotaliidae* şi *Globigerinidae*.

Asociaţia cea mai veche din profilul de la Straja este reprezentată prin următoarele specii : *Nodellum valascoense* (Cushman), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Hormosina ovulum gigantea* Geroch şi *Rzehakina epigona* (Rzehak). În următoarele nivele apare specia *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), iar numărul indivizilor aparţinînd speciilor *Nodellum velascoense* şi *Hormosina ovulum* sînt într-o continuă scădere. Spre partea terminală a stratelor de Hangu superioare, pe lîngă formele comune şi speciile *H. ovulum* şi *R. fissistomata*, apar primele foraminifere planctonice cu speciile : *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. eocaenica* Terquem, *G. varianta* Subbotina, *G. trivialis* Subbotina, *G. inconstans* Subbotina, *Globorotalia angulata* (White), *Gl. conicotruncata* Subbotina, *Gl. crassata* Cushman, *Globorotalia* div. sp., *Acarinina* aff. *crassaformis* (Galleway and Wissler).

În ultimele nivele ale stratelor de Hangu superioare se constată dispariţia asociaţiilor caracteristice de aglutinante, în timp ce formele comune se menţin, iar specia „*Reophax*" *lenticularis* (Grzybowski) se dezvoltă cu un număr mare de exemplare.

Pe baza asociaţiilor micropaleontologice menţionate mai sus şi a distribuţiei lor stratigrafice, rezultă că parte din stratele de Hangu superioare de pe profilele studiate pot fi atribuite paleocenului mediu-superior. Este posibil ca în cadrul stratelor de Hangu superioare să fie cuprins şi paleocenul inferior.

În sprijinul vîrstei paleocene a stratelor de Hangu superioare există şi o serie de date din alte regiuni şi zone faciale ale flişului Carpaţilor Orientali, unde sînt prezente asociaţii micropaleontologice similare (în întregime sau în parte) celor identificate de noi (T. J o j a şi colab., 1963 ; M. S ă n d u l e s c u şi J a n a S ă n d u l e s c u, 1963 ; V. A g h e o r g h e s e i şi colab., 1967 ; E l e n a B r a t u, 1968). Din diferite regiuni ale arcului carpatic, indiferent de unitatea structurală în care se găsesc, sînt prezentate asociaţii cu foraminifere aglutinante şi calcaroase asemănătoare cu cele din stratele de Hangu superioare, fiind situate peste tot în acelaşi interval cronostratigrafic al paleocenului (N. I. M a s l a k o v a, 1955 ; A. G r u z m a n şi colab., 1966 ; S. G e r o c h şi R. G r a d z i n s k i, 1955 ; S. G e r o c h, 1960 ; F. B i e d a şi colab., 1963 şi 1967 ; V. P o k o r n y, 1960), B. L e s k o şi O. S a m u e l, 1968).

Menţionăm că foraminifere planctonice, ca *Globorotalia angulata*, *Gl. conicotruncata*, *Gl. crassata* şi *Globigerina triloculinoides*, identificate în stratele de Hangu superioare din valea Bistriţei, reprezintă o asociaţie caracteristică care poate fi corelată cu o asociaţie de acelaşi tip din paleocenul de la Paderno D'Adda (M. B. C i t a şi colab., 1968).

2. Asociaţia micropaleontologică a stratelor de Straja (planşele IV, V, VI şi tabelul nr. 1).

Stratele de Straja din bazinul văii Bistriţa cuprind asociaţii de foraminifere aglutinante din familiile *Astrorhizidae Saccamminidae*, *Ammodiscidae*, *Hormosinidae*, *Lituolidae* şi *Ataxophragmiidae*.

La partea inferioară a stratelor de Straja există nivele bogate în radiolari de tip *Cenosphaera* şi *Nasselaria*. Asociaţiile de foraminifere aglutinante sînt dominate de explozia speciilor de *Glomospira* : *Glomospira charoides* (Jones and Parker) şi *Glomospira gordialis* (Jones and Parker). În aceste asociaţii se mai găsesc : *Rhabdammina abysorum* Sars, *Rh. cylindrica* Glaessner, *Trochamminoides* sp. şi *Saccamminoides carpathicus* Geroch.

Asociaţia cu *Glomospira* este menţionată în diferite zone ale arcului carpatic la baza eocenului inferior (A. Gruzman şi colab., 1966; S. Geroch şi R. Gradzinski, 1955; F. Bieda şi colab., 1963 şi 1967; V. Pokorny, 1960; B. Lesko şi O. Samuel, 1968; V. Agheorghesei şi colab., 1967).

Analiza distribuţiei stratigrafice a asociaţiilor de foraminifere din profilele de la Potoci şi Straja permit atribuirea stratelor de Straja eocenului inferior.

CONCLUZII

Printre depozitele cretacicului superior şi paleocenului din bazinul văii Bistriţa, stratele de Hangu joacă un important rol stratigrafic.

În cuprinsul acestora se separă două orizonturi bine individualizate litologic (strate de Hangu inferioare şi strate de Hangu superioare).

În conformitate cu datele paleontologice prezentate, precum şi cu datele existente rezultă că stratele de Hangu pot fi atribuite intervalului senonian inferior-paleocen.

Depozitele eocene în facieş intermediar şi marginal încep cu stratele de Straja, care sînt în continuitate stratigrafică cu stratele de Hangu superioare. Pe baza datelor micropaleontologice aceştea reprezintă eocenul inferior.

Din stratele de Hangu superioare s-a determinat o asociaţie micropaleontologică reprezentată prin 55 de genuri şi specii de foraminifere aglutinante, 3 genuri de foraminifere calcaroase bentonice şi 9 genuri şi specii de foraminifere planctonice. Prezenţa asociaţiei cu *Rzehakina fissistomata*, *Nodellum velascoense* şi *Hormosina ovulum*, precum şi a unei asociaţii cu foraminifere planctonice, cu *Globoratalia angulata*, *Gl. crassata*, *Gl. conicotruncata*, *Globigerina triloculinoides* şi *G. eocaenica*, a condus la precizarea vîrstei paleocene a stratelor de Hangu superioare din bazinul Bistriţei.

În stratele de Straja s-au pus în evidenţă 48 de genuri şi specii de foraminifere aglutinante, dominate de explozia speciilor de *Glomospira*. Prezenţa acestei microfaune situează stratele de Straja la baza eocenului.

Din analiza comparativă a asociaţiilor întîlnite în stratele de Hangu superioare şi în stratele de Straja se remarcă : dispariţia asociaţiei caracteristice cu *Rz. fissistomata*, *N. velascoense* şi *H. ovulum* în ultimele nivele ale stratelor de Hangu superioare, continuitatea speciilor comune de aglutinante de la stratele de Hangu la stratele de Straja, prezenţa unei asociaţii de foraminifere planctonice de vîrstă paleocenă numai în stratele de Hangu superioare şi, în fine, explozia speciilor de *Glomospira* şi a unor zone cu radiolari în cadrul stratelor de Straja.

PLANȘA I

Foraminifere aglutinante din stratele de Hangu superioare (paleocen), localitatea : Straja, Oanţu (valea Bistriţei).

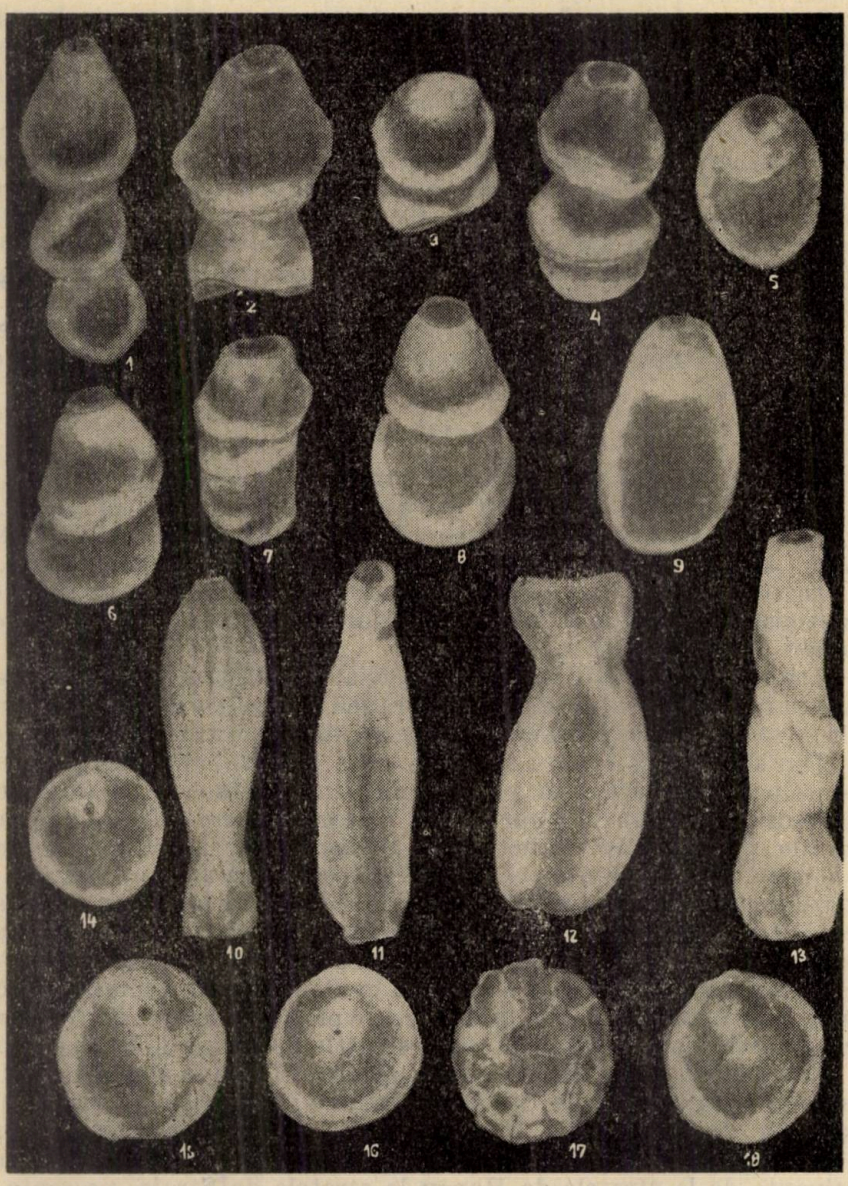


Fig. 1 — 9. — *Nodellum velascoense* (Cushman) ; × 39.
Fig. 10,11,13. — *Hyperammina grzybowski* Dylazanka ; × 64.
Fig. 12. — *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowski ; × 64.
Fig. 14—18. — *Saccammina placenta* (Grzybowski) ; × 64.

PLANȘA II

Foraminifere aglutinante din stratele de Hangu superioare (paleocen), localitatea : Straja, Oanțu (valea Bistriței).

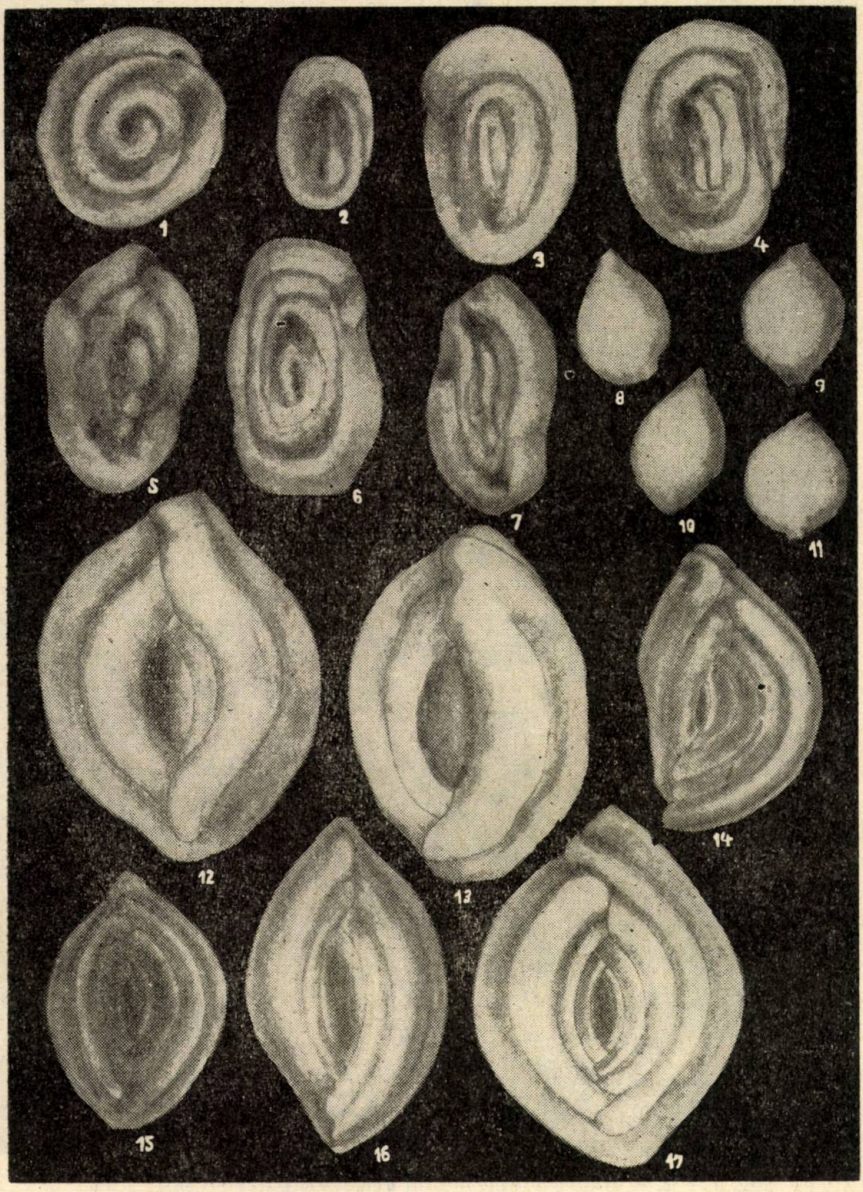


Fig. 1. — *Ammodiscus latus* Grzybowski ; × 39.
Fig. 2—3. — *Glomospira gorayskii* (Grzybowski) ; × 39.
Fig. 4—7. — *Glomospira grzybowski* Jurkiewicz ; × 39.
Fig. 8—11. — *Hormosina ovulum* (Grzybowski) ; × 64.
Fig. 12—13. — *Rzehakina epigona* (Rzehak) ; × 64.
Fig. 14—17. — *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski) ; 64.

PLANŞA III

Foraminifere glutinante din stratele de Hangu superioare (paleocen), localitatea : Straja, Oanţu (valea Bistriţei).

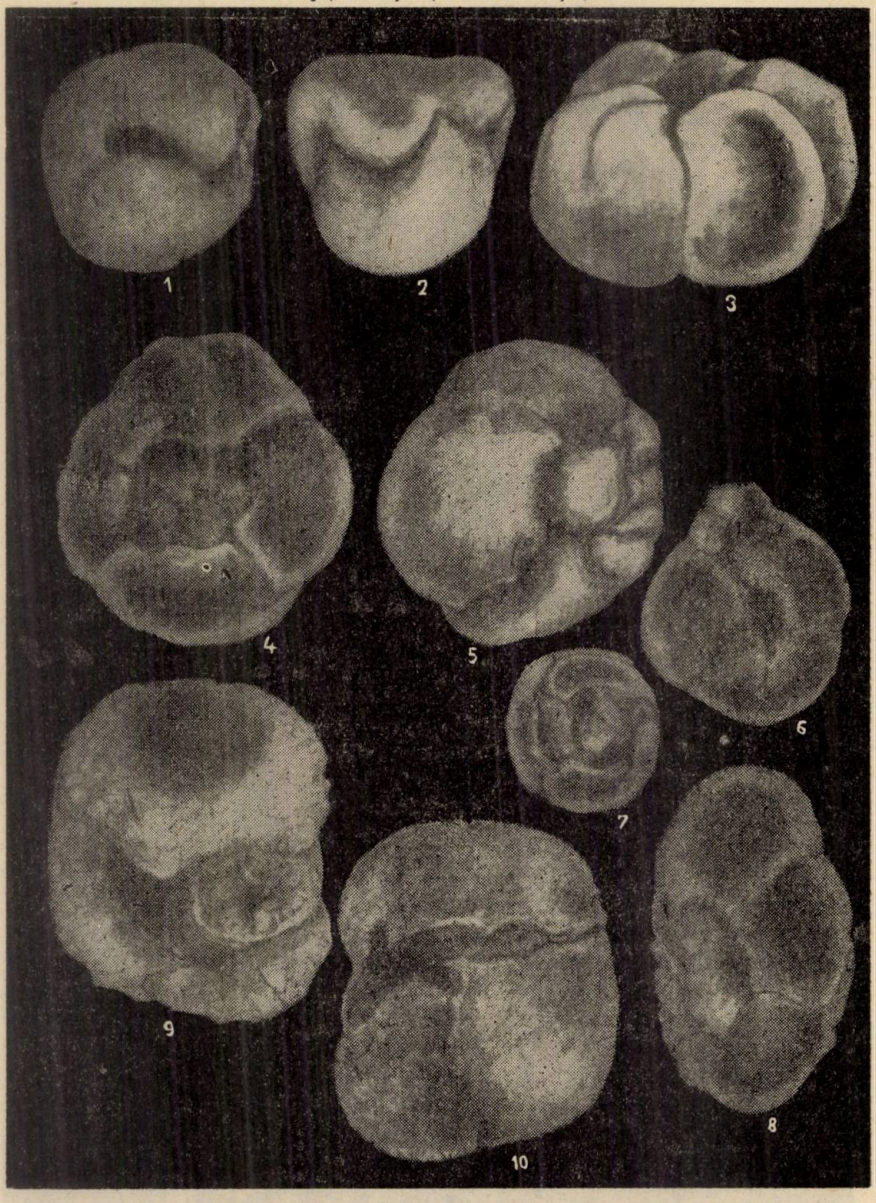


Fig. 1 — 2. — *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski) ; ×64.
Fig. 3. — *Trochamminoides contortus* (Grzybowski) ; × 64.
Fig. 4, 6. — *Trochamminoides folius* (Grzybowski) ; × 64.
Fig. 5. — *Trochamminoides subcoronatus* (Rhezak) ; × 64.
Fig. 7. — *Trochamminoides folius* (Grzybowski) ; × 39.
Fig. 8. — *Trochamminoides vermetiformis* (Grzybowski) ; × 64.
Fig. 9 — 10. — *Trochammina advena* Cushman ; × 64.

PLANȘA IV

Foraminifere aglutinante din stratele de Straja (eocen inf.), localitatea : Straja, Potoci (valea Bistriței).

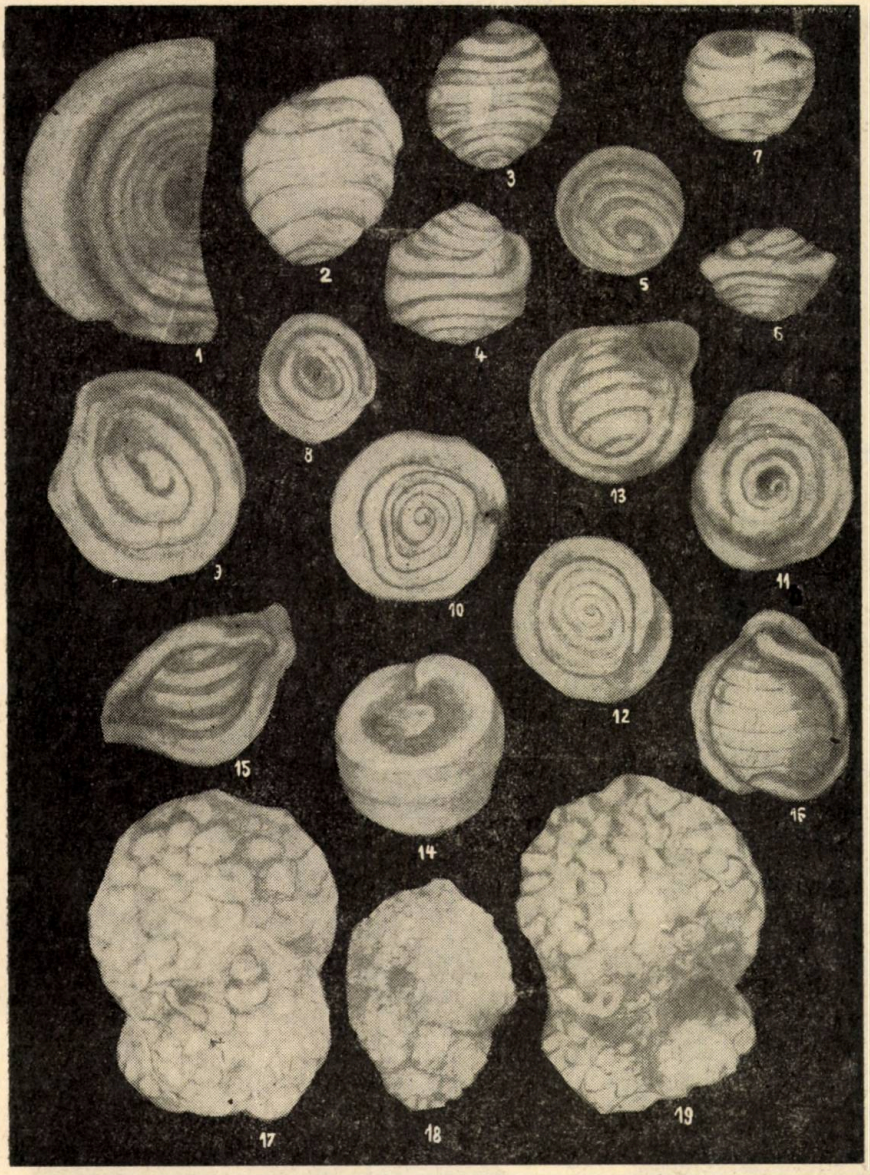


Fig. 1. — *Ammodiscus* ex. gr. *incertus* (d'Orbigny) ; × 64.
Fig. 2 — 6. — *Glomospira charoides* (Jones and Parker) ; × 64.
Fig. 7. — *Glomospira charoides corona* Cushman and Jarius ; × 64.
Fig. 8 — 12. — *Glomospira gordialis* (Jones and Parker) ; × 64.
Fig. 13. — *Glomospira saturniformis* Majzon ; × 64.
Fig. 14. — *Glomospira favilla* Emiliani ; × 64.
Fig. 15 — 16. — *Glomospira* div. sp. ; × 64.
Fig. 17 — 19. — *Saccamminoides carphaticus* ; Geroch ; × 64.

PLANŞA V

Foraminifere aglutinante din stratele de Straja (eocen inf.), localitatea : Straja, Potoci (valea Bistriţei).

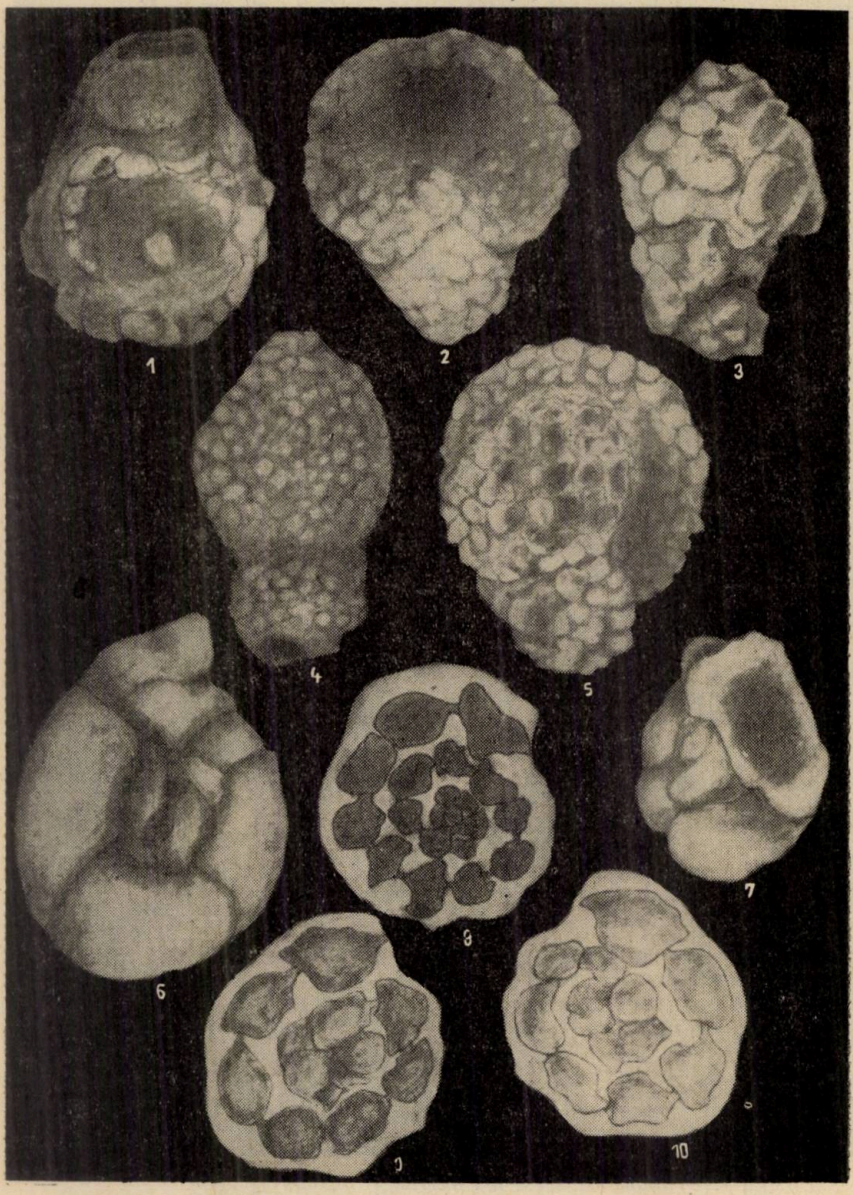


Fig. 1. — *Reophax* sp. ; × 64.
Fig. 2, 3, 5. — *Reophax pilulifer* Brady ; × 64.
Fig. 4. — *Reophax subnodulosus* Grzybowski ; × 64.
Fig. 6. — *Trochamminoides lituiformis* (Brady) ; × 64.
Fig. 7. — *Trochamminoides vermetiformis* (Grzybowski) ; × 64.
Fig. 8. — *Haplophragmoides* sp. ; × 64.
Fig. 9 — 10. — *Recurvoides* sp. ; × 64.

PLANȘA VI

Foraminifere aglutinante din stratele de Straja (eocen inf.), localitatea : Straja, Potoci (valea Bistriței).

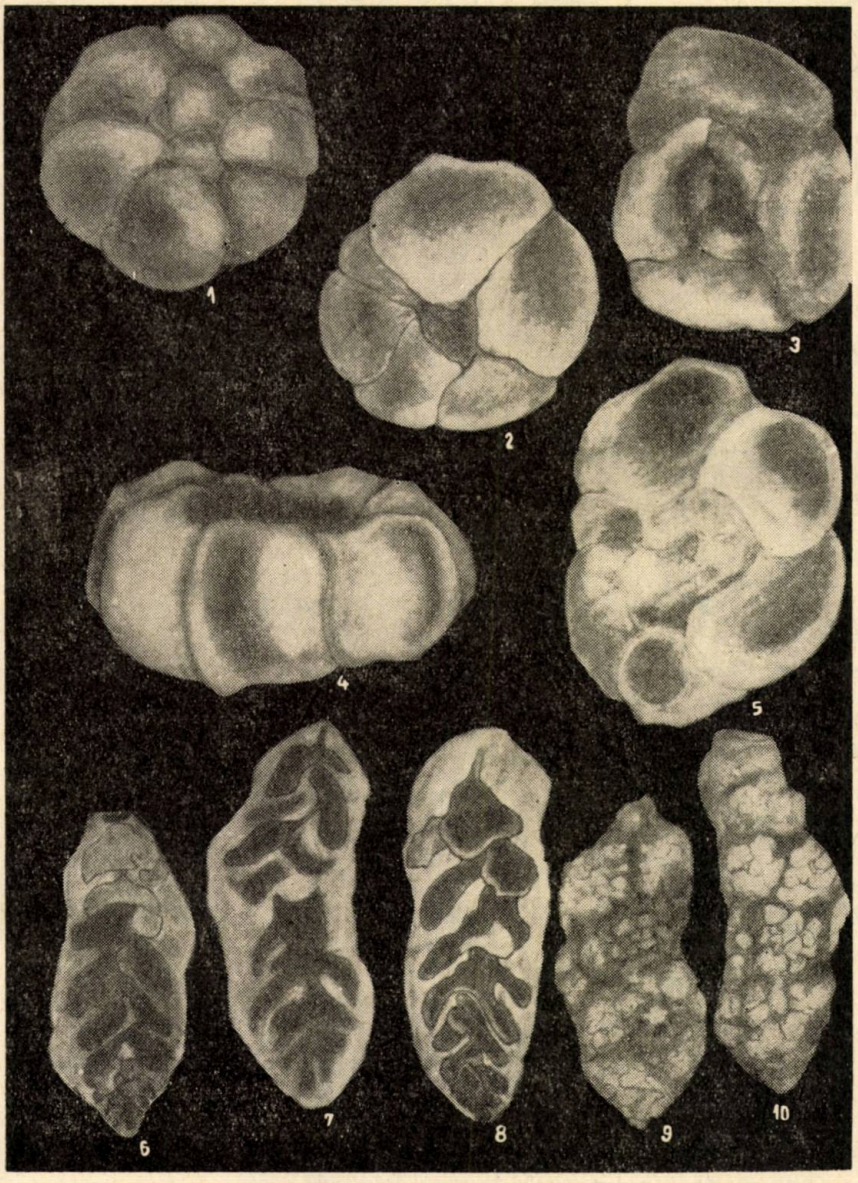


Fig. 1 — 2. — *Trochamminoides coronatus* Brady ; × 64.
Fig. 3. — *Trochamminoides folius* (Grzybowski) ; × 64.
Fig. 4. — *Trochamminoides contortus* (Grzybowski) ; × 64.
Fig. 5. — *Trochamminoides* sp. ; × 64.
Fig. 6 — 10. — *Plectina* div. sp. ; × 64.

Foraminifere planctonice din stratele de Hangu superioare (paleocen), localitatea : Straja, Oanțu (valea Bistriței).

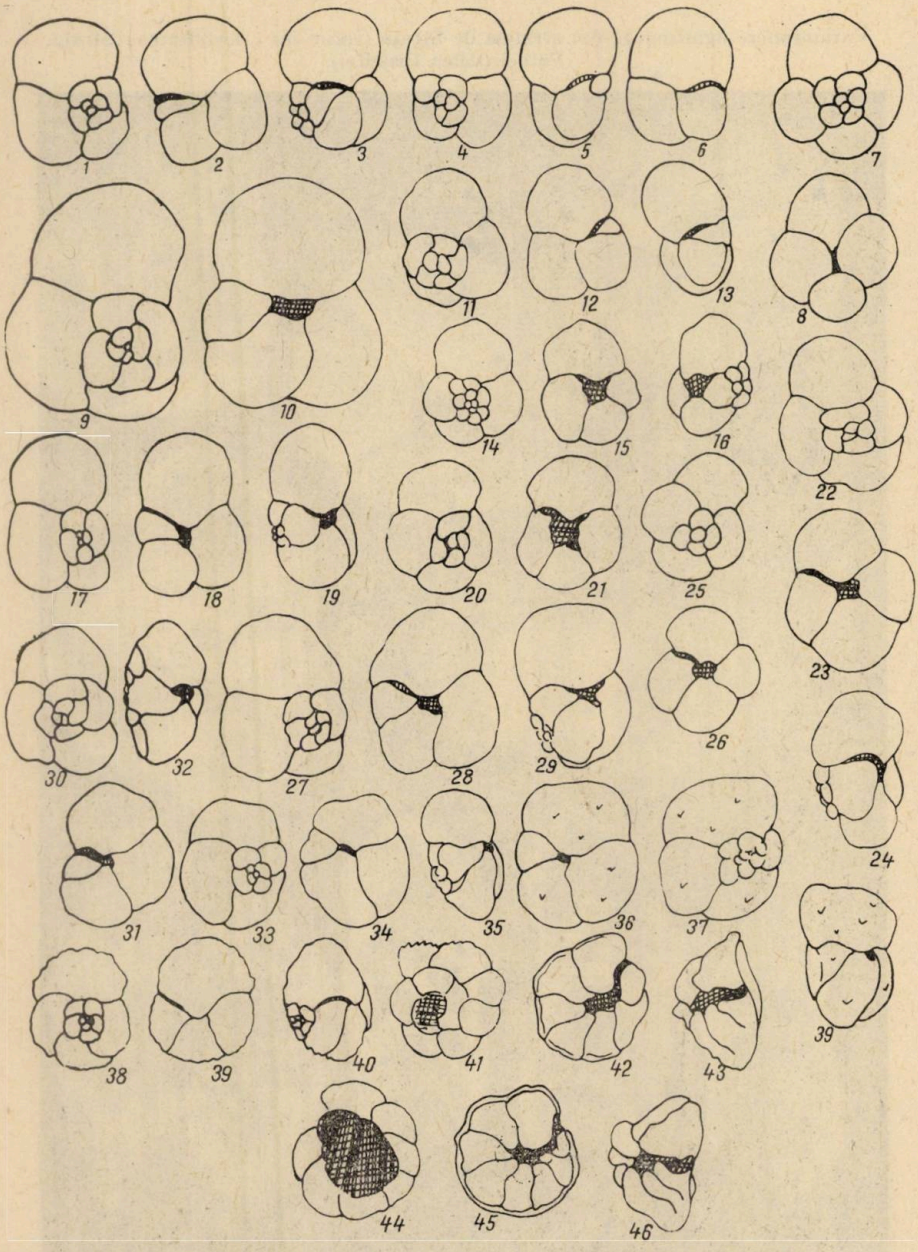


Fig. 1-6 ; 11-13. — *Globigerina eocaenica* Terquem ; × 64.
Fig. 9 — 10 ; 17-19. — *Globigerina triloculinoides* Plummer ; × 64.
Fig. 14-16 ; 20-26 — *Globigerina varianta* Subbotina ; × 64.
Fig. 7-8. — *Globigerina trivialis* Subbotina ; × 64.
Fig. 36-37. — *Acarinina* aff. *crassaformis* (Galloway et Wissler) ; × 64.
Fig. 38-40. — *Globorotalia crassata* (Cushman) ; × 64.
Fig. 30-35. — *Globorotalia* div. sp. ; × 64.
Fig. 41-46. — *Globorotalia conicotruncata* Subbotina ; × 64.
Fig. 27-29. — *Globigerina* sp. ; × 64.

Tabelul nr. 1

Microfauna depozitelor paleocen-eocen inferioare din regiunea Potoci – Straja – Oanţu (valea Bistriţei)

MICROFAUNA	Strate de Hangu superioare		Strate de Straja	
	Paleocen		Eocen inf.	
	Straja	Oanţu	Straja	Potoci
I. *ALLOGROMIIDAE*				
1 *Nodellum velascoense* (Cushman)				
II. *ASTRORHIZIDAE*				
2 *Rhabdammina abyssorum* Sars				
3 *Rhabdammina cylindrica* Glaessner				
4 *Rhabdammina linearis* Brady				
5 *Rhabdammina annulata* Rzehak				
6 *Rhabdammina discreta* Brady				
7 *Rhyzammina indivisa* Brady				
8 *Bathysiphon* sp.				
9 *Hyperammina grzybowski* Dylazanka				
10 *Hyperammina excelsa* Dylazanka				
11 *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowski				
12 *Dendrophrya robusta* Grzybowski				
13 *Dendrophrya excelsa* Grzybowski				
14 *Dendrophrya latissima* Grzybowski				
III. *SACCAMMINIDAE*				
15 *Psammosphaera fusca* Schulze				
16 *Saccammina placenta* (Grzybowski)				
17 *Saccammina complanata* (Franke)				
18 *Saccammina sphaerica* Sars				
19 *Saccamminoides carpathicus* Geroch				
IV. *AMMODISCIDAE*				
20 *Ammodiscus incertus* (D'Orbigny)				
21 *Ammodiscus angygyrus* Reuss				
22 *Ammodiscus involens* Reuss				
23 *Ammodiscus polygyus* Reuss				
24 *Ammodiscus latus* Grzybowski				
25 *Ammolagena clavata* (Jones and Parker)				
26 *Glomospira charoides* (Jones and Parker)				
27 *Glomospira irregularis* (Grzybowski)				
23 *Glomospira grzybowskii* Jurkiewicz				
29 *Glomospira serpens* (Grzybowski)				
30 *Glomospira gordialis* (Jones and Parker)				
31 *Glomospira gordialis* (Jones and Parker) var. *diffundens* Cushman and Renz.				
32 *Glomospira saturniformis* Majzon				
33 *Glomospira gorayskii* (Grzybowski)				
34 *Glomospira favilla* Emiliani				
V. *HORMOSINIDAE*				
35 *Hormosina ovulum* (Grzybowski)				
36 *Hormosina ovulum* (Grzybowski) var. *gigantea* Geroch				

Tabelul nr. 1 (continuare)

MICROFAUNA	Strate de Hangu superioare		Strate de Straja	
	Paleocen		Eocen inf.	
	Straja	Oanțu	Straja	Potoci
37 *Reophax pilulifer* Brady				
38 *Reophax splendidus* Grzybowski				
39 *Reophax elongata* Grzybowski				
40 *Reophax difflugiformis* Brady				
41 *Reophax subnodulosa* Grzybowski				
42 *Reophax lenticularis* (Grzybowski)				
VI. *RZEHAKINIDAE*				
43 *Rzehakina epigona* (Rzehak)				
44 *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski)				
VII. *LITUOLIDAE*				
45 *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski)				
46 *Haplophragmoides subglobulosus* (Grzybowski)				
47 *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski)				
48 *Haplophragmoides bulloidiformis* (Grzybowski)				
49 *Haplophragmoides horridus* (Grzybowski)				
Haplophragmoides div. sp.				
Recurvoides div. sp.				
50 *Trochamminoides contortus* (Grzybowski)				
51 *Trochamminoides coronatus* (Brady)				
52 *Trochamminoides lituiformis* (Brady)				
53 *Trochamminoides vermetiformis* (Grzybowski)				
54 *Trochamminoides irregularis* (White)				
55 *Trochamminoides variolarius* (Grzybowski)				
56 *Trochamminoides subcoronatus* (Rzehak)				
57 *Trochamminoides mitratus* (Grzybowski)				
58 *Trochamminoides folius* (Grzybowski)				
59 *Sphaerammina subgaleata* (Vasicek)				
VIII. *TROCHAMMINIDAE*				
60 *Trochammina globigeriniformis* (Jones and Parker)				
61 *Trochammina advena* Cushman				
IX. *ATAHOPHRAGMIIDAE*				
62 *Plectina coniformis* (Grzybowski)				
63 *Plectina tenuis* (Grzybowski)				
64 *Plectina conversa* (Grzybowski)				
65 *Eggerella palmerae* (Cole)				
X. *NODOSARIIDAE*				
Nodosaria div. sp.				
Dentalina div. sp.				
XI. *NONIONIDAE*				
Chilostomella sp.				

Tabelul nr. 1 (continuare)

MICROFAUNA	Strate de Hangu superioare		Strate de Straja	
	Paleocen		Eocen inf.	
	Straja	Oanţu	Straja	Potoci
XII. *GLOBOROTALLIIDAE*				
66 *Globorotalia angulata* (White)				
67 *Globorotalia conicotruncata* Subbotina				
68 *Globorotalia crassata* (Cushman)				
Globorotalia div. sp.				
69 *Acarinina* aff. *crassaformis* (Galloway and Wissler)				
XIII. *GLOBIGERINIDAE*				
70 *Globigerina eocaenica* Terquem				
71 *Globigerina triloculinoides* Plummer				
72 *Globigerina varianta* Subbotina				
73 *Globigerina trivialis* Subbotina				
74 *Globigerina inconstants* Subbotina				
Dinţi de peşti				
Spiculi de spongieri				
Ostracode				
Radiolari *Cenosphaera*				
Radiolari *Nasselaria*				

DONNÉES STRATIGRAPHIQUES ET MICROPALÉONTOLOGIQUES CONCERNANT LES COUCHES DE HANGU ET LES COUCHES DE STRAJA DE LA VALLÉE DE LA BISTRIŢA (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

Parmi des dépôts du Crétacé supérieur et du Paléocène du bassin de la vallée de la Bistriţa, de la nappe de Tarcău, les couches de Hangu jouent un important rôle stratigraphique. Aux séries des couches de Hangu se séparent deux horizons bien individualisés comme lithologie (couches de Hangu inférieures = marnocalcaires à fucoïdes = couches à inocerames s.s. et couches de Hangu supérieures = couches de Putna = couches de Izvor).

Les dépôts éocènes sous faciès intermédiaire et marginal (externe) débutent par les couches de Straja qui sont en continuité stratigraphique avec les couches de Hangu supérieures.

Les couches de Hangu supérieures ont livré une association micropaléontologique représentée par 55 gènes et espèces de foraminifères agglutinants, 3 gènes de foraminifères calcaires benthoniques et 9 gènes

et espèces de foraminifères planctoniques. La présence de l'association de *Rzehakin-a fissistomata*, *Nodellum velascoense* et *Hormosina ovulum* ainsi que d'une association de foraminifères planctoniques à *Globorotalia angulata*, *Globorotalia crassata*, *Globorotalia conicotruncata*, *Globorotalia triloculinoides* et *Globorotalia eocenica* a conduit à préciser l'âge paléocène des couches de Hangu supérieures dans le bassin de la vallée de la Bistriţa de la nappe de Tarcău. Selon les données paléontologiques présentées et les données existantes il résulte que les couches de Hangu peuvent être attribuées à l'intervalle Sénonien — Pléocène.

Dans les couches de Straja ont été mis en évidence 48 gènes et espèces d'agglutinants dominés par l'explosion des espèces Glomospira, qui situent les couches de Straja à la base de l'Eocène.

L'analyse comparative des associations recontrées dans les couches de Hangu supérieures et dans les couches de Straja révèle : a) la disparition de l'association caractéristique à *R. fissistomata*, *N. velascoense* et *H. ovulum* dans les derniers niveaux des couches de Hangu superieures, b) la continuation des espèces communes des agglutinants des couches de Hangu et des couches de Straja, c) la présence d'une association de foraminifères planctoniques d'âge paléocène seulement dans les couches de Hangu supérieures et d) l'explosion des espèces de *Glomospira* et de certains niveaux à Radiolaires dans les couches de Straja.

BIBLIOGRAFIE

Agheorghesei V., Băncilă I., Costea I., Andorina Rosa (1967), *Contribuţii la stratigrafia paleogenului din flişul carpatic*, D.S. Com. geol., **LIII**/1.

Alexandrescu Gr., Şoigan P. (1963), *Observaţii geologice în bazinul văii Largului (valea Bistriţei) Carpaţii Orientali*, Com. Acad. R.S.R., **VIII**, *8*.

Alexandrescu Gr., (1964) *Observaţii geologice în flişul cretacic din regiunea Găineşti—Stulipcani (Carpaţii Orientali)*, D.S. Com. geol., **XLIX**.

— (1968), *Contribuţii la cunoaşterea flişului intern şi extern din valea Bistriţei (Carpaţii Orientali)*, D.S. Com. geol., **LIII**/3 (1965—1966).

Atanasiu I. (1939), *Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave*, Ann. Sc. Univ. Jassy, **XXV**/1.

— (1943), *Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldoves*, Ann. Inst. Geol. Rom., **XXII**.

Athanasiu S. (1908), *Raport asupra activităţii pe anii 1906—1907*, An. Inst. geol. Rom., **I**.

Athanasiu S., Macovei Gh., Atanasiu I. (1927), *La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistriţa. Guide des excursions*, Ass. pour l'avancement de la géologie des Carpates. Deuxième réunion.

Băncilă I. (1955), *Paleogenul zonei mediane a flişului*, Bul. şt., Secţia geologie, **VII**, *4*.

— (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

— (1965), *Sur la tectonique de Carpates Orientales*, Ass. Géol. Carp. — Balc., VII-ème congrès, Sofia.

Băncilă I., Papiu V.C. (1960), *Asupra caracterelor litologice ale stratelor de Straja de la Gura Văii Stejarului (Bicaz)*, Acad. R.P.R., St. cerc. geol., V, *3*.

Bratu Elena (1968), *Noi date micropaleontologice asupra depozitelor Danian — Paleocenului sub facies de Şotrile din bazinul Prahovei*, D.S. Inst. geol.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Kisaskiewicz M., Zytko K. (1963), *Recherches géologiques dans les Karpates*, Bull. Inst. geol., *181*, Varşovia.

Bieda F., Jednorowska A., Ksiaszkiewics M. (1967), *Stratigraphy of the Magura series around Babia Gora*, Bull. Inst. Géol., V, *211*, Varşovia.

Cita M.B., Premoli—Silva I., Toumarkine M., Bolli H.M., Luterbacher H.P., Moliler H.P., Schaub H. (1968), *Le Paléocène et l'Eocène de Paderno d'Adda (Italia Septentrionale)*, Mémoire du B.R.G.M., nr. 58, Colloque sur l'Eocène, Paris.

FILIPESCU G.M. (1955 *a*), *Vederi noi asupra tectonicei flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. „C.I. Parhon", București, Seria șt. naturale, *6—7*.

— (1955 *b*), *Contribuții la orizontarea cretacicului din flișul Carpaților Orientali*, Rev. Univ. „C.I. Parhon", București, Seria șt. naturale, *8*.

FILIPESCU G.M., DRĂGHINDĂ I., MUTIHAC V. (1952), *Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților Orientali*, Com. Acad. R.P.R., **II**, *9—10*.

GEROCH S., GRADZINSKI R. (1955), *Stratigraphy of the sub-Silesian Series in the Tectonic Window of Zgwiec (Western Carpathians)*, Roczinik Pol. Tow. Geol., Cracovia, **XXIV**, *1*.

GEROCH S. (1960), *Microfaunal assemblages from the Cretaceuos and Palaeogene Silesian Unit in the Beskid Slaşki MTS (Western Carpathians)*, Bul. Inst. Geol. de Pologne, Varşovia, **V**, *153*.

GRUZMAN A.D., DOBAGHIAN N.V. et comp. (1966), *Shema stratigrafii paleoghenovîh otlojenii Ukrainskih Karpat i prilegainseih proghibov*, Paleont. sb. Lvov, **2**, *3*.

IONESI L. (1966), *Contribuții asupra limitei cretacic-paleogene din zona flișului extern a Carpaților Orientali*, Anal. șt. Univ.„Al. I. Cuza", Iași, Secția a II-a, **XII**.

JOJA T. (1952 *a*), *Structura geologică a flișului marginal din regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare*, D.S. Com. geol., **XXXVI**.

— (1952 *b*), *Cercetări geologice între valea Rîșcei și valea Agapiei*, An. Com. geol., **XXIV**.

— (1955), *Structura geologică a flișului dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru*, D.S. Com. geol., **XXXIX** (1952—1953).

JOJA T., COSMA VIORICA, DUMITRESCU ZORELA (1963), *Orizonturile flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic*, Asoc. geol. carp.—balc. Secția a II-a, **III**/1, București.

LESKO B., SAMUEL O. (1968), *Geologia Vychodoslovenskeho Flysu*, Vyd. Slov. Akad. vic., Bratislava.

MACOVEI G., ATANASIU I. (1926), *Structura geologică a văii Bistrița între Pîngărați și Bistricioara (jud. Neamț)*, D.S. Inst. geol. Rom., **VIII** (1919—1920).

MASLAKOVA N.I. (1955), *Stratigrafia i fauna melkih foraminifer paleoghenovîh otlojenii vostocinîh Karpat*, Mater. po biostr. Zapd. oblasti Ukrainskoi S.S.R., Moscova.

OLTEANU C. (1952), *Cercetări geologice între valea Bistriței, pîrîul Cuejdiului și pîrîul Pîngărăcior (jud. Neamț)*, D.S. Inst. geol. Rom., **XXXVI** (1948—1949).

OLTEANU FL. (1958), *Revizuiri geologice la sud de valea Bistriței*, D.S. Com. geol., **XXXVII** (1948—1949).

POKORNY V. (1960), *Microstratigraphie et biofacies du flysch carpatique de la Moravie Méridionale (Tchécoslovaquie)*, Rev. l'Inst. Franc. du Petrole, Paris, **XV**, *7—8*.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA (1963), *La stratigraphie du facies du grès de Tarcău et sa position dans la schème stratigraphique du flysch Paléogène des Carpates Orientales et septentrionales*, Assoc. Géol. Karp. — Balk., VI-eme Congr., Varşovia — Cracovia.

Primit în redacție la 17 iulie 1969

Institutul de geologie
al
Ministerului Industriei Miniere și Geologiei

EVOLUȚIA ZONEI CENTRAL-CARPATICE ÎN OROGENEZA ALPINĂ

DE

V. MUTIHAC

55 (05)

Cercetările din ultimii ani întreprinse de numeroși geologi în cristalinul moldav și mai ales în sinclinalul marginal extern, precum și în prelungirea acestuia din urmă spre sud, respectiv în Munții Perșani, au dus la stabilirea detaliată a stratigrafiei depozitelor mezozoice din zona central-carpatică (V. Mutihac 1965 și 1968; Gr. Popescu și D. Patrulius, 1964; M Săndulescu, 1967 etc.). La ora actuală aproape toți cercetătorii care s-au ocupat cu studiul acestei regiuni sînt de acord a recunoaște în cuvertura mezozoică propriu-zisă (anteaustrică) a cristalinului central-carpatic existența a două serii sedimentare, sincrone și heteropice, suprapuse, din care una autohtonă denumită și bucovinică, iar alta alohtonă, exotică, denumită și seria transilvană.

Ambele serii includ depozite începînd de la triasic pînă la cretacic inferior inclusiv, remarcîndu-se unele discontinuități mai ales în seria autohtonă.

Seria autohtonă (fig. 1) începe cu depozite psamito-psefitice (conglomerate, gresii cuarțoase și argile roșii), cu o grosime de circa 20 m, care se întîlnesc în tot sinclinalul marginal extern, precum și în Munții Perșani. Aceste depozite aparțin verfenianului și reprezintă primul termen al cuverturii sedimentare, dispunîndu-se transgresiv peste fundamentul cristalin. În continuitate de sedimentare urmează un orizont de dolomite masive, a cărui grosime poate ajunge la 150 m. Acestea au în bază nivelul de Asodul Mare cu *Myophoria costata* Zenk. și *Pecten discites* Schl. Dolomitele formează un orizont foarte constant în tot sinclinalul marginal extern, iar în Perșani se întîlnesc pe marginea nordică a Masivului Gîrbova. Ca vîrstă, dolomitele cu nivelul de Asodul Mare din bază aparțin părții superioare a werfenianului și anisianului.

După o lacună de sedimentare care a avut loc la sfîrșitul anisianului se dispun transgresiv calcare masive, recifale, cu *Dyplopora annulata* și *Gyroporella perforata*, aparținînd ladinianului. Aceste calcare au o

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 469–479 București, 1970

dezvoltare restrînsă, întîlnindu-se doar în partea nordică a sinclinalului Rarăului şi în partea centrală a sinclinalului Hăghimaşului.

Triasicului superior îi corespunde o lacună stratigrafică însoţită de eroziune.

Succesiunea jurasică autohtonă începe cu depozite detritico-calcaroase cu *Zeilleria subnumismalis* Dauv., *Entolium liasinum* Nyst. etc.,

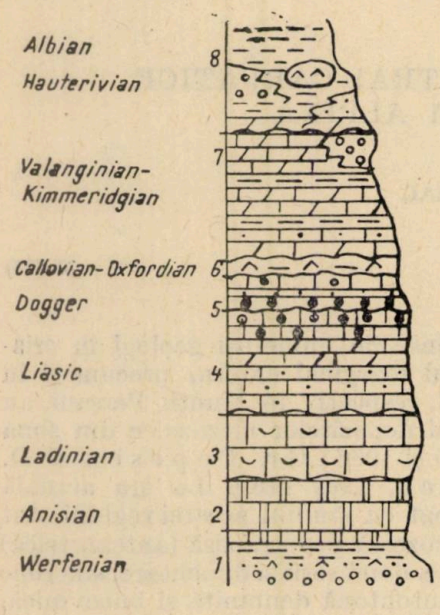


Fig. 1. — Succesiunea depozitelor din seria autohtonă.

1, Conglomerate, gresii cuarţoase, argile roşii şi dolomite stratificate; *2*, dolomite masive; *3*, calcare recifale cu *Dyplopora annulata*; *4*, calcare detritice, marnocalcare şi calcare oolitice; *5*, calcare oolitice, gresii şi conclomerate; *6*, depozite silicioase; *7*, depozite cu caracter flişoid şi conglomerate; *8*, formaţiunea de wildfliş.

reprezentînd liasicul inferior în facies de Hierlatz (I. A t a n a s i u şi Gr. R ă i l e a n u, 1950). Acestea apar doar în cîteva puncte în sinclinalul Hăghimaşului. În Munţii Perşani se cunoaşte liasicul mediu detritic cu *Spiriferina alpina* Oppel, *Zeilleria cornuta* Sow. etc. şi liasicul superior marnocalcaros cu *Grammoceras thouarsense* d'Orb., *Pseudogrammoceras quadratum* Quenstedt etc. Ciclul jurasicului inferior în Munţii Perşani se încheie cu calcare oolitice cu *Ludwigia murchisonae* (Sow.), aparţinînd aalenianului (D. P a t r u l i s şi colab., 1966).

După o lacună de sedimentare care a avut loc la începutul doggerului, procesul de sedimentare se reia cu formarea unor depozite detritice (microconglomerate, gresii calcaroase, calcare oolitice şi marne cu *Harpoceras radians* Schl., *Entolium demissum* Phill. etc.). Acestea s-au păstrat pe suprafeţe restrînse atît în sinclinalul Rarăului, cît şi în sinclinalul Hăghimaşului (I. A t a n a s i u, 1928; I. B ă n c i l ă, 1940; V. M u t i h a c, 1965). O nouă lacună de sedimentare are loc la sfîrşitul doggerului, iar procesul de sedimentare reîncepe în callovian, cînd se depun formaţiuni aproape exclusiv silicioase, reprezentate prin jaspuri şi argile de obicei roşii. Acestea, deşi au o grosime redusă (5-15 m), formează un orizont foarte constant în tot sinclinalul marginal extern şi mai ales în compartimentul nordic al acestuia (sinclinalul Rarăului). Urmează o discontinuitate în sedimentare între oxfordian şi kimmeridgian şi apoi se dezvoltă o serie de depozite

grezo-marnoase cu caracter flișoid, reprezentată prin gresii calcaroase, calcare și marnocalcare cu aptihi și calpionele (*Lamellaptychus curtus* Trauth., *Laevaptychus latissimus* Trauth. (M. I l i e, 1957), *Calpionella alpina* Lorentz, C. *elliptica* Cadisch., *Tintinopsella carpatica* (Murg. et Filip.) (M. G. F i l i p e s c u și O. D r a g a s t a n, 1963), corespunzînd ca vîrstă kimmeridgian-valanginianului. La partea superioară a acestei serii se remarcă variații locale de facies, uneori devenind predominant grezoasă-conglomeratică (gresiile și conglomeratele de Muncelu). Depozitele kimmeridgian-valanginiene au o grosime în jur de 300 m și sînt dezvoltate numai la marginea estică a sinclinalului marginal extern. În Munții Perșani un echivalent al acestora îl reprezintă depozitele neocomiene din regiunea Comana, precum și depozitele berriasiene de pe valea Carhaga.

Seria autohtonă se încheie cu depozite ce îmbracă faciesul formațiunilor de wildfliș, corespunzînd ca vîrstă intervalului hauterivian-albian inferior (V. M u t i h a c, 1968). Acestea se întîlnesc pe suprafețe relativ întinse în sinclinalul Rarăului, în sinclinalul Hăghimașului și în Munții Perșani.

Seria alohtonă (fig. 2) apare sub formă de petice de acoperire, ca resturi ale unei pînze sau ale unor pînze de decolare, klippe sau blocuri însedimentate în masa argiloasă a wildflișului cretacic (olistolite).

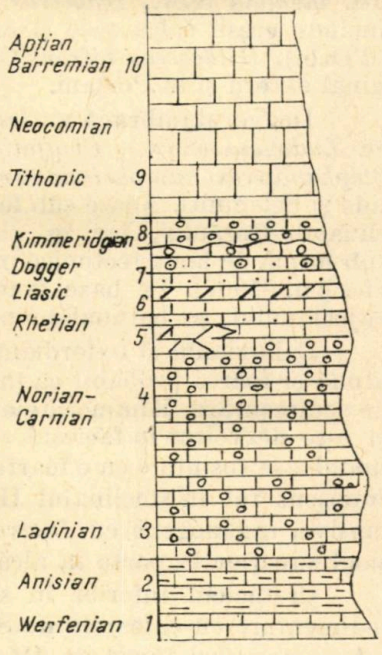


Fig. 2. — Succesiunea depozitelor din seria alohtonă. *1*, Calcare în plăci — strate de Werfen; *2*, calcare de Guttenstein; *3*, calcare roșii, noduloase; *4*, marnocalcare și calcare roșii, noduloase de Hallstatt; *5*, calcare detritice; *6*, calcare și marnocalcare roșii în facies de Adneth; *7*, calcare detritice și calcare oolitice; *8*, calcare noduloase — strate cu *Aspidoceras acanthicum*; *9*, calcare de Stramberg; *10*, calcare în facies urgonian.

Cele mai vechi depozite din seria alohtonă aparțin triasicului inferior în faciesul stratelor de Werfen (calcare în plăci cu *Myophoria costata* Zenk., *Pecten discites* Schl. (V. U h l i g, 1910); ele se întîlnesc pe Valea Seacă în sinclinalul Rarăului, unde apar ca blocuri însedimentate în forma-

ţiunea de wildfliş, în sinclinalul Hăghimaşului în aceeaşi situaţie ca în Munţii Perşani, în baza pînzei de Perşani.

Triasicul mediu, în seria alohtonă, este reprezentat prin calcare dolomitice, calcare negre bituminoase (calcare de Guttenstein) şi calcare roşii noduloase, uneori foarte fosilifere (C. P a u l, 1876), amintind faciesul calcarelor de Schreyeralm. Acestea se întîlnesc în sinclinalul Rarăului şi în Munţii Perşani.

Triasicul superior se prezintă cu faciesuri variate: calcare roşii noduloase foarte fosilifere, reprezentînd faciesul calcarelor de Hallstatt (V. M u t i h a c, 1968), marnocalcare cu *Monotis salinaria*, calcare masive organogene. Acestea se găsesc în toate cele trei compartimente ale zonei central carpatice, apărînd mai ales sub formă de klippe şi blocuri însedimentate în wildflişul cretacic.

Rhetianul este calcaros detritic, conţinînd o faună de brahiopode cu *Rhetina gregaria* Suess, *R. pyriformis* Suess etc. şi se întîlneşte ca blocuri în sinclinalul Rarăului şi în Hăghimaş.

Jurasicul alohton începe prin faciesul de Adneth al liasicului, reprezentat prin calcare şi şisturi argiloase roşii cu *Arietites romanicus* Mojs., *Rhancophyllites bukovinensis* Mojs. şi belemniţi. Se găsesc ca blocuri şi fragmente în sinclinalul marginal extern şi în Munţii Perşani. Liasicul mediu este reprezentat prin marnocalcare şi calcare detritice cu *Zeilleria* aff. *identata* Sow., *Lytoceras fimbriatum* (Sow.) etc., iar liasicul superior include gresii calcaroase şi calcare detritice cu *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Hildoceras bifrons* (Bneg.) etc., întîlnindu-se în sinclinalul marginal extern şi în Perşani.

Doggerul îmbracă un facies calcaro-grezos oolitic, conţinînd o faună cu *Ludwigia* (Sow.), *Choffatia* aff. *homeomorpha* Bukmann, *Oppelia* sp., *Stephanoceras humphriesianum* Sow., la care se adaugă numeroase entolide şi belemniţi. Apare sub formă de blocuri pe valea Moldovei, în sinclinalul Rarăului, iar în sinclinalul Hăghimaşului a fost identificat sub formă de lame tectonice prinse sub pînza de Hăghimaş (M. S ă n d u l e s c u, 1967). Pe baze faunistice este dovedită prezenţa aalenianului, bajocianului şi bathonianului.

Callovianul şi oxfordianul nu au fost identificate în succesiune alohtonă şi foarte probabil că în acest timp se înregistrează o primă lacună de sedimentare. Kimmeridgianul se întîlneşte în sinclinalul Hăghimaşului şi este dezvoltat în faciesul stratelor cu *Aspidoceras acanthicum* (calcare noduloase fosilifere cu o foarte bogată faună de amoniţi). Tithonicul este cunoscut tot în sinclinalul Hăghimaşului, fiind reprezentat prin calcare masive, organogene cu *Diceras* (faciesul calcarelor de Stramberg). Jurasicul superior ia parte în alcătuirea pînzei de Hăghimaş.

Cretacicul inferior în seria alohtonă urmează în continuitate de sedimentare cu calcarele de Stramberg, luînd de asemenea parte la alcătuirea aceleiaşi pînze de Hăghimaş şi este reprezentat tot prin calcare masive, organogene, în care s-a identificat o bogată asociaţie micropaleontologică caracteristică pentru intervalul tithonic-valanginian (O. D r a g a s t a n, 1968). Barremian-apţianul este în facies urgonian (calcare masive cu pahiodonte).

După terminarea cutărilor din faza austrică (în albianul mediu-superior), în cretacicul superior iau naștere depozite grezoase-conglomeratice și marnocalcaroase, alcătuind cuvertura posttectonică.

Faciesurile amintite sub care apar depozitele celor două serii suprapuse arată că seria autohtonă include depozite aproape exclusiv cu caracter neritico-litorale, în timp ce seria alohtonă se caracterizează prin predominarea depozitelor batiale. Conținutul faunistic și raporturile stratigrafice pun în evidență, în seria autohtonă, existența a numeroase discontinuități stratigrafice, în timp ce în seria alohtonă, deși nu se poate urmări un profil continuu în care să se surprindă relațiile stratigrafice dintre diversele etaje, totuși s-au identificat toate subdiviziunile stratigrafice, cu excepția callovian-oxfordianului. Acest fapt permite să se conchidă că seria alohtonă corespunde unui proces de sedimentare continuu pînă la începutul jurasicului superior, cînd are loc prima întrerupere în sedimentare. Din toate aceste constatări rezultă că cele două serii din sinclinalul marginal extern aparțin unor zone de sedimentare deosebite : o zonă în care au existat condiții batiale ocupînd partea vestică a zonei central-carpatică și o zonă neritico-litorală situată aproximativ pe amplasamentul actualului sinclinal marginal extern.

Pe baza caracterelor lito- și biofaciale a celor două serii sedimentare se poate conchide că zona central carpatică, începînd din triasic, a funcționat ca geosinclinal (pl. I, fig. 1), parte integrantă a geosinclinalului carpatic.

Marginea estică a acestuia se suprapune aproximativ actualului sinclinal marginal extern, fiind acoperită de ape puțin adînci, în care s-au acumulat depozite grosiere sau carbonatate caracteristice zonelor neritico-litorale (conglomerate, gresii și argile roșii, dolomite, calcare recifale etc.) cu grosime mică (seria autohtonă). Această zonă marginală a fost supusă unor repetate ingresiuni și retrageri marine, fenomene ce au dus la numeroase discontinuități în procesul de sedimentare, fapt foarte caracteristic pentru zonele de țărm.

Partea vestică a geosinclinalului central-carpatic în triasic a funcționat ca o fosă sau un sistem de fose în care se realizau condiții de formare a depozitelor batiale. În suita sedimentară ce s-a format în aceste fose (seria alohtonă) se întîlnesc toți termenii triasicului în facies de Hallstatt, precum și liasicul în facies de Adneth.

Începînd din liasicul mediu, partea vestică a geosinclinalului a început să se ridice încît în dogger s-a ajuns la o uniformizare a condițiilor batimetrice și în consecință depozitele doggerului din largul geosinclinalului și cele din zona de margine se prezintă în faciesuri apropiate (calcare oolitice, calcare detritice etc. (pl. I, fig. 2). Ridicarea părții vestice a geosinclinalului a continuat, iar la sfîrșitul jurasicului mediu și începutul jurasicului superior, respectiv în callovian și oxfordian, cel puțin parte din zona vestică a geosinclinalului central-carpatic era exondată (pl. I, fig. 3), iar marea (callovian-oxfordian) se limita la partea estică a geosinclinalului, producîndu-se și o avansare a acestuia spre est. Pe fracturile produse în fundamentul cristalin a avut loc insinuarea lavelor spre suprafață, dînd naștere la erupții submarine, care explică prezența depozitelor exclusiv silicoase în callovian-oxfordian. Așadar, în geosinclinalul central-carpatic prima întrerupere a procesului de sedimentare cu caracter general are loc la începutul jurasicului supe-

EVOLUȚIA ZONEI CENTRAL CARPATICE ÎN CICLUL ALPIN

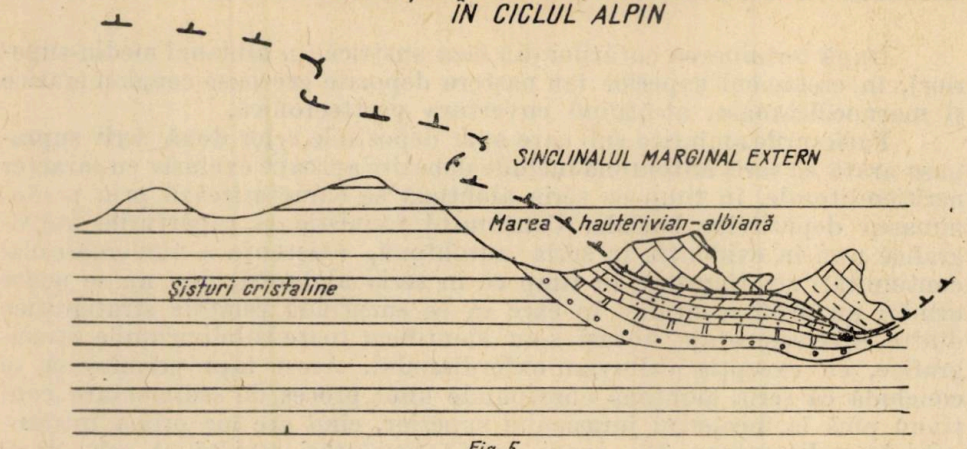


Fig. 5

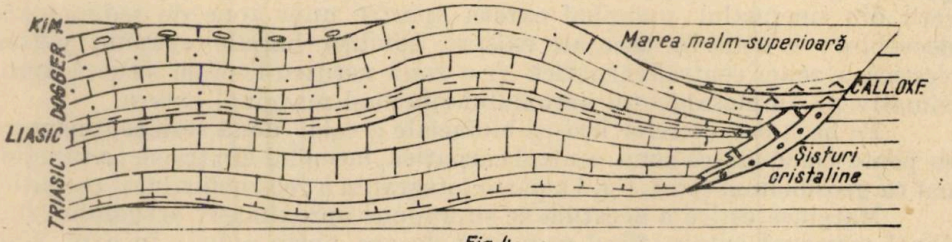


Fig. 4

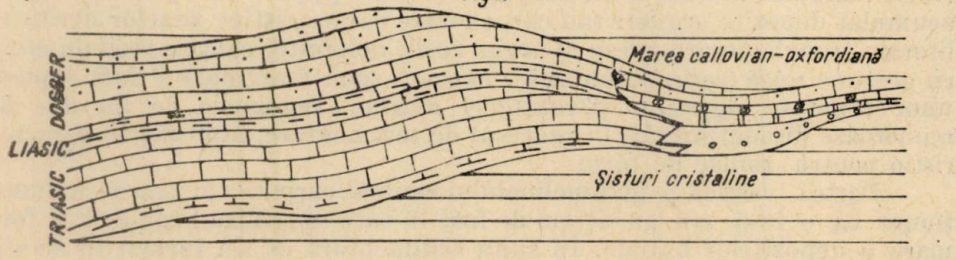


Fig. 3

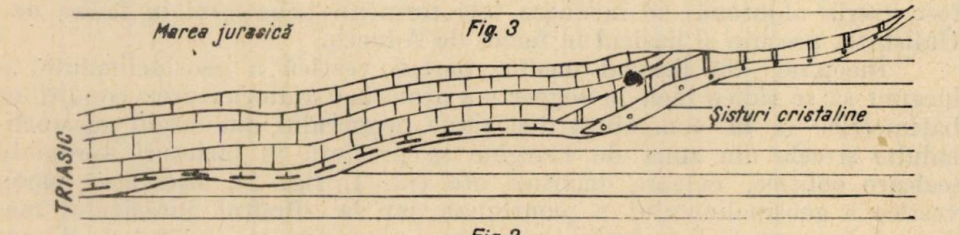


Fig. 2

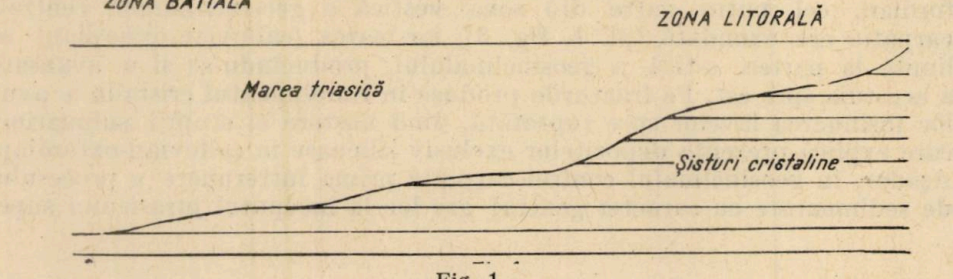


Fig. 1

rior. Pînă în acest moment sedimentarea a fost continuă. Lacunele și discontinuitatea nu s-au înregistrat decît în zona marginală, fiind determinate de oscilațiile de țărm, fenomen cu caracter local.

În malmul superior au avut loc accentuate denivelări, însă, deși în anumite locuri s-au realizat condiții de formare a calcarelor noduloase cu *Aspidoceras acathicum*, în ansamblu, partea vestică a geosinclinalului central-carpatic rămîne ridicată, parțial acoperită de ape în care au luat naștere faciesuri recifale (calcarele de Stramberg) (pl. I, fig. 4). O dată cu ridicarea părții vestice are loc o afundare a părții estice a geosinclinalului central carpatic, aceasta preluînd și funcția de bazin de sedimentare cu caracter batial. În felul acesta în malmul superior și la începutul cretacicului inferior zona marginală a geosinclinalului central-carpatic devine o fosă în care se formează depozite batiale (stratele de Lunca).

În cretacicul inferior, începînd din hauterivian, geosinclinalul central-carpatic este afectat de mișcările precursoare ale fazei austrice (pl. I, fig. 5). În partea estică a geosinclinalului , acestea au drept consecință instalarea unor condiții de sedimentare foarte agitate, prielnice formării formațiunii de wildfliș, în timp ce în părțile vestice se produce desprinderea cuverturii sedimentare de pe fundamentul cristalin și deplasarea acesteia spre est sub forma unei pînze de decolare (pînza transilvană, V. U h l i g). Din distrugerea părții frontale a acesteia provin blocurile și olistolitele prinse în formațiunea de wildfliș. În albian s-a desăvîrșit punerea în loc a pînzei transilvane ; în felul acesta s-a ajuns la suprapunerea mezozoicului în facies batial peste mezozoicul în facies neritic-litoral. După încheierea mișcărilor austrice întreaga zonă central carpatică a funcționat ca regiune relativ rigidă, încît cuvertura sedimentară post-austrică, cretacic superioară, cuprinde în bază depozite de tip quader-sandstein.

Că partea vestică a zonei central-carpatică a funcționat în orogeneză alpină în regim de zonă batială este dovedit de faptul că în continuarea acesteia spre sud, în regiunea Brașov—Codlea, se întîlnește în loc triasicul în facies batial (strate de Werfen, calcare de Guttenstein) la Codlea — Vulcan și la Cristian. Prelungită spre nord, zona Codlea — Vulcan s-ar continua peste marginea estică a zonei eruptivului neogen în direcția Glodu—Vatra Dornei, unde se cunosc depozite triasice prinse tectonic sub șisturile cristaline.

În această interpretare paleogeografică a zonei-central carpatice, care ni se pare cea mai apropiată de realitate, mai rămîne de explicat poziția Munților Perșani, care reprezintă continuarea firească a sinclinalului marginal extern, însă ocupă o poziție mult retrasă spre vest, chiar față de zona central-carpatică. Această situație a fost explicată prin existența unei „dorsale dolomitice", în geosinclinalul central-carpatic (D. P a t r u l i u s 1965), care ar separa la est și la vest două fose în care au luat naștere depozitele din cele două compartimente (Munții Perșani și sinclinalul marginal extern). Această ipoteză nu poate fi susținută, cel puțin pentru zona cristalinului moldav, unde dolomitele se dezvoltă la marginea geosinclinalului central-carpatic.

Munții Perșani par să ocupe această poziție vestică ca urmare a unor mișcări de decroșare, fiind cuprinși într-un sistem de falii aproximativ paralele, orientate est—vest.

Aceste falii au fost puse în evidenţă prin cercetările geofizice (I G a v ă t şi colab., 1962). Cea de la sud reprezintă prima treaptă de scufundare a cristalinului Făgăraşului spre Bazinul Transilvaniei şi trece prin culoarul Vlădeni. Falia nordică delimitează oarecum spre sud zona eruptivului neogen şi a constituit calea de acces a lavelor spre suprafaţă. Mişcarea prin care Munţii Perşani au ajuns în poziţie retrasă spre vest s-a produs după formarea Bazinului Transilvaniei şi înainte de a lua fiinţă Bazinul Bîrselor. Acesta din urmă de fapt s-a născut prin prăbuşirea aceleiaşi zone de slabă rezistenţă, determinată de sistemul de falii menţionat. Un argument în sprijinul ipotezei că Munţii Perşani au fost deplasaţi spre vest îl constituie faptul că şi linia central-carpatică, care este una din liniile directoare ale Carpaţilor orientali, a suferit o deplasare spre vest în zona Munţilor Perşani. La sud de Bazinul Bîrsei, linia central-carpatică se continuă prin faţa Munţilor Braşovului şi a Munţilor Bucegi, pe sub depozitele cretacicului superior, în prelungirea directă a liniei din faţa cristalinului moldav.

Evoluţia zonei central-carpatică, odată descifrată, explică şi tectonica actuală a acestuia, şi anume o tectonică în pînze de şariaj întrevăzută încă de V. U h l i g în 1910.

L'ÉVOLUTION DE LA ZONE CENTRALE CARPATIQUE DANS L'OROGENÈSE ALPINE

RÉSUMÉ

De l'analyse des rapports stratigraphiques et tectoniques du Mésozoïque antéautrichien constituant la couverture du cristallin moldave (Carpates orientales roumaines), on constate l'existence de deux séries synchrones, hétéropiques et superposées : une série non disloquée du support cristallin (série autochtone ou bucovinique) et une autre, disloquée du support cristallin, superposée tectoniquement à la première (série allochtone ou transylvaine).

Les deux séries renferment des dépôts à partir du Trias jusqu'au Crétacé inférieur y compris.

La série autochtone renferme surtout dans la partie infèrieure des dépôts à caractère presque exclusivement néritique-littoral. Elle est caractérisée par l'existence de nombreuses discontinuités stratigraphiques (fig. 1). Ainsi, le Werfénien renferme des conglomérats, des grès quartzeux et des argiles rouges suivis en continuité de sédimentation de dolomies massives qui débutent par des dolomies calcaires à *Myophoria costata* et *Pecten discites* (le niveau de Asodul Mare). Les dolomies massives sont attribuées à l'Anisien. Après une lacune de sédimentation suit le Ladinien, représenté par des calcaires récifaux à *Dyplopora annulata* et *Gyroporella perforata*. Le Trias supérieur fait défaut et le Jurassique commence par des dépôts détritiques calcaires à *Zeilleria subnumismalis* et *Entolium liasinum*, représentant le Lias en faciès de Hierlatz. Le Lias moyen comprend des dépôts détritiques à *Spiriferina alpina*, *Zeilleria*

cornuta, etc.; le Lias supérieur, marno-calcaire, contient des *Grammoceras thouarsense* et *Pseudogrammoceras quadratum*. Le cycle jurassique inférieur s'achève avec l'Aalénien, qui comprend des calcaires oolithiques *à Ludwigia murchisonae*. Après une lacune de sédimentation suit le Dogger, représenté par des conglomérats, grès calcaires, calcaires oolithiques et des marnes à *Harpoceras radians*, *Entolium demissum*, etc. Après une nouvelle lacune de sédimentation suivent des dépôts exclusivement siliceux (argiles rouges et radiolarites) attribués au Callovien-Oxfordien. Une nouvelle lacune de sédimentation apparaît, après laquelle suit une série compréhensive à caractère flyschoïde (grès et marnocalcaires à *Aptychus* et *Tintinnides* — *Lamellaptychus curtus*, *Laevaptychus latissimus*, *Calpionella alpina*, *C. elliptica*), correspondant à l'intervalle Kimméridgien-Valanginien. La série autochtone s'achève par des dépôts à caractères de Wildflysch, d'âge Hauterivien—Albien inférieur. La série autochtone se développe en bordure et à l'est de la zone centrale carpatique.

La série allochtone (fig. 2) est caractérisée par la prédominance des dépôts bathyaux et bien qu'elle n'apparaisse que sous forme de blocs ou de lambeaux, tous les étages ont été identifiés à l'exception du Callovien—Oxfordien, de sorte qu'elle représente une succession stratigraphique continue avec cette seule lacune au Callovien—Oxfordien.

Le Werfénien est représénte par les couches de Werfen (calcaire en plaques à *Myophoria costata*, *Pecten discites*, etc.). Le Trias moyen inclut les calcaires de Guttenstein et des calcaires rouges noduleux à Ammonoïdés, évoquant le facies de Schreyeralm. Le Trias supérieur comprend les calcaires de Hallstatt à Ammonoïdés, des marnocalcaires à *Monotis salinaria* et des calcaires marins organogènes. Le Rhétien est calcaire détritique à *Raetina gregaria*, *R. pyriformis*, etc.

Le Jurassique commence par le Lias sous faciès d'Adneth (calcaires et restes d'Arietites), suivi de marnocalcaires et de calcaires détritiques à *Zeilleria* aff. *identata*, *Lytoceras fimbriatum*, etc. La succession liasique s'achève par des calcaires détritiques à *Grammoceras thouasense* et *Hildoceras bifrons*. Le Dogger renferme des calcaires détritiques et des calcaires oolithiques à *Ludwigia murchisonae*, *Choffatia* aff. *homeomorpha*, *Stephanoceras humphriesianum*, etc. Le Callovien et l'Oxfordien n'ont pas été identifiés ; ils font probablement défaut. Le Kimméridgien est développé dans le facies des Couches à Aspidoceras *acanthicum* (calcaires noduleux riches en ammonites). Le Tithonique revêt le faciès des calcaires de Stramberg.

Le Crétacé inférieur suit en continuité de sédimentation sur les calcaires de Stramberg revêtant le même faciès calcaire récifal. Le Crétacé dans la série allochtone s'achève par des calcaires récifaux (le facies urgonien du Barrémien-Aptien).

De l'analyse des facies de ces deux séries mésozoïques de la zone centrale carpatique, il resulte qu'ils appartiennent à des zones de sédimentation différentes : une zone marginale, située approximativement sur l'emplacement de l'actuel synclinal marginal externe et une zone bathyale située dans la partie occidentale de la zone centrale carpatique.

On peut conclure que la zone centrale carpatique, à partir du Trias, a fonctionné comme un géosynclinal dont la bordure orientale correspond

à l'aire de répartition de la série autochtone, tandis que la partie occidentale fonctionnait comme zone bathyale (pl. I, fig. 1).

A partir du Lias, la partie occidentale s'élève, de sorte qu'au Dogger apparaît une uniformisation des facies (pl. I, fig. 2). Le soulèvement de la partie occidentale continue et au Callovien — Oxfordien au moins une partie de la zone occidentale était exondée, tandis que la zone de sédimentation avançait vers l'est (pl. I, fig.3).

Au Malm supérieur, la partie occidentale en son ensemble reste surélevée, mais des dénivelations partielles y ont lieu. Dans celles-ci se formèrent des couches à *Aspidoceras acanthicum*. En même temps, la partie orientale s'affaisse en prenant la fonction de bassin de sédimentation à caractère bathyal. Ici se forme la série flyschoïde à *Aptycus* et *Tintinnides* (pl. I, fig. 4).

Au Crétacé inférieur la partie orientale de la zone carpatique centrale est affectée par les mouvements précurseurs de la phase autrichienne. Ainsi sont crées les conditions de formation des dépôts de Wildflysch. Pendant ce temps se produisait dans la partie occidentale la séparation de la couverture sédimentaire du soubassement cristallin et son déplacement vers l'est sous forme de nappe de décollement (pl. I, fig. 5). De la destruction de sa partie frontale proviennent les blocs et les olistolites inclus dans les formations de Wildflysch.

Après la fin des mouvements autrichiens, toute la zone centrale carpatique a été exondée et se présente comme une zone relativement rigide. Les dépôts de la couverture post-tectonique commencent avec le Cénomanien de type quadersandstein.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1928), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului*, Ann. Inst. Géol. Roum. **XIII**.

Atanasiu I., Răileanu Gr. (1950), *Contribuţiuni la cunoaşterea liasicului din Munţii Hăghimaş*, Bul. St. Acad. R.P.R., **II**, *5*.

Băncilă I. (1940), *Geologia Munţilor Hăghimaş — Ciuc*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XXI**.

Dragastan O. (1968), *Données sur les microfacies du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la région des Gorges de Bicaz (Cheile Bicazului — Carpates Orientales)*, Rev. de Micropaléontologie, an. 2, *11*.

Filipescu G.M., Dragastan O. (1963), *Resturi de Tintinidae în depozitele titonice şi neocminene din R.P. România*, St. cerc. geol. Acad. R.P.R., **VIII**, *3*.

Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu S., Vencov I. (1962), *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice)*, St. cerc. geofiz., **I**, 1.

Ilie M. (1957), *Cercetări geologice în regiunea Rarău — Cîmpulungul Moldovei, Pîrîul Cailor*, An. Com. geol., **XXX**.

Mutihac V. (1965), *Consideraţii asupra doggerului din sinclinalul marginal (Rarău — Breaza)*, *Comunicare preliminară*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **X**, *1*.

Mutihac V. (1968), *Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern*, Edit. Academiei, Bucureşti.

Patrulius D. (1965), *Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaţilor Orientali în timpul triasicului (rezumat)*, Ses. şt. Inst. geol., 1965.

PATRULIUS D., POPA ELENA, DIMITRIU ILEANA (1966), *Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani)*, An. Com. Geol., **XXXV**.

PAUL C. (1876), *Grundzüge der Geologie der Bukowina*, Jahrb k.k. geol., RA, Viena.

POPESCU GR., PATRULIUS D. (1964), *Stratigrafia cretacicului și a klipelor exotice din Rarău (Carpații Orientali)*, An. Com. geol., **XXIV**/2.

SĂNDULESCU M. (1967), *La nappe de Hăghimaș une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates orientales*, Assoc. Carp. Balk., Congr. VII, Belgrad.

UHLIG V. (1910), *Das Vorkommen der Werfenen Schichten bei Kimpulung in der Bukowina*, Mitt. geol. Gesell., Viena, **III**.

Primit în redacție la 19 iulie 1969

Facultatea de geologie-geografie
a
Universității București

TRIASICUL DIN PLATOUL VAȘCĂU

DE

V. MUTIHAC

55(05)

Situat în partea sud-estică a Munților Codru-Moma, Platoul Vașcău se întinde, cu un aspect tabular, între Crișul Negru la est și culmea despărțitoare a bazinului hidrografic al Crișului Alb de cel al Crișului Negru, spre vest (pl. I). La nord atinge valea Brihenilor, iar spre sud este delimitat de înălțimile culmii Moma. Platoul Vașcău este format aproape exclusiv din depozite triasice, iar acestea la rîndul lor sînt reprezentate aproape exclusiv prin depozite carbonatice (fig.1).

Triasicul de aici a intrat în atenția geologilor încă de la sfîrșitul secolului trecut, cînd au fost indentificate bogate asociații faunistice, pe baza cărora s-a atribuit vîrsta diverselor complexe litologice. Imaginea cartografică de detaliu a fost realizată de M. P a u c ă (1941). Dacă în cercetările mai vechi s-a reușit să se descopere și să se colecteze o bogată faună, în cercetările mai noi s-a obținut imaginea cartografică, în schimb nu s-a mai găsit o faună suficientă și mai ales concludentă pentru a se aduce noi precizări stratigrafice, încît datarea depozitelor s-a făcut tot pe baza faunelor anterioare, fără însă a se putea face o revizuire a acesteia. Din acest punct de vedere nici în lucrarea de față nu se aduc date suplimentare. Scopul acestei lucrări este, ca pe lîngă harta litologică, pe baza observațiilor privind relațiile stratigrafice dintre diferitele complexe litologice din baza triasicului și corelarea acestora cu situații din alte regiuni, să se facă o punere la punct în problema privind limita permian-triasic. De asemenea, pe baza analizelor litofaciesurilor se aduc unele precizări stratigrafice și se lămurește problema existenței triasicului în facies de Hallstatt în Platoul Vașcău.

STRATIGRAFIA TRIASICULUI

Triasicul inferior. Prezența acestuia a fost demonstrată în partea sud-estică a regiunii unde, din gresii argiloase și dolomite șistoase de pe valea Preotesii, A. K u t a s s y (1928) citează *Myophoria costata* Zenk.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 481–488 București, 1970

și *M.* aff. *goldfussi* Alberti, forme care indică campilianul. Asemenea depozite șistuoase se întîlnesc pe cursul superior al văii Preoteasa, dispunîndu-se peste gresii cuarțitice și suportînd la rîndul lor dolomite masive. Spre nord, către satul Ponoare (Călugări), apar gresii micacee care se

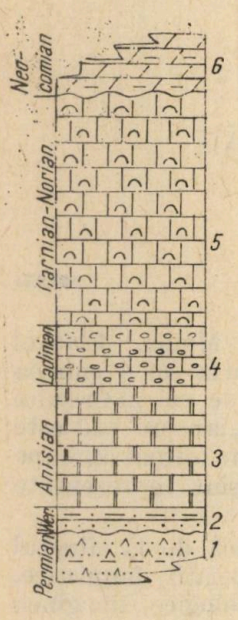


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor din Platoul Vașcău. *1*, Gresii cuarțitice și șisturi argiloase; *2*, gresii și șisturi argiloase cu *Myophoria costata*; *3*, dolomite masive; *4*, calcare în plăci, noduloase; *5*, calcare masive, organogene; *5*, calcare și marnocalcare.

desfac în plăci, cu suprafețe ondulate, alternînd cu argile negre, compacte și intercalații slab calcaroase. Pe suprafața acestora se văd slabe impresiuni de fosile. Dezvoltare mai mare au la sud de satul Ponoare, unde apar și intercalații de argile roșii și gresii cuarțoase care au înclinări de 30 — — 40°, spre nord.

Spre vest, depozitele grezoase șistuoase urmăresc marginea sudică a Platoului Vașcău, însă pînă în valea Zugăului; la Răschirata nu se pot observa relațiile cu depozitele inferioare.

Profilul bine deschis unde se pot observa relațiile stratigrafice este acela de pe valea Zugăului, de la confluența acesteia cu valea Scărița și pînă la confluența cu Valea Strîmbă, măsurînd o distanță de aproape 5 km. Începînd de la valea Scărița, în avale, se constată că de la dolomite masive negre spre baza succesiunii se trece la dolomite calcaroase și calcare care alternează cu dolomite stratificate, iar la confluența cu valea Corbului apare o alternanță de gresii cuarțoase și argile violacee identice cu cele de la sud de Ponoarele. În continuarea profilului, pînă la confluența cu valea Strîmbă, se întîlnește o alternanță de gresii cuarțitice, adesea laminate, cu intercalații de argile satinate ușor metamorfozate. O limită litologică în succesiunea de pe valea Zugău se poate deci pune la confluența cu valea Corbului, limită care separă seria grezoasă roșie de seria cuarțitică șistuoasă slab metamorfozată, aceasta din urmă aparținînd paleozoicului.

În continuare, la marginea vestică a Platoului Vașcău, gresiile șistuoase și argilele roșii se mai întîlnesc la izvoarele pîrîului Valea Largă.

Din cele arătate pînă acum, rezultă că triasicului inferior îi pot fi atribuite pe baze paleontologice doar depozitele grezoase șistuoase violacee, descrise mai sus, a căror grosime este sub 40 m. Se mai poate preciza că partea superioară a acestora reprezintă campilianul superior, iar existența seisianului se poate doar presupune. Dacă relațiile depozitelor werfeniene cu formațiunile superioare lor sînt clare, în sensul că se constată o continuitate de sedimentare însoțită de o trecere gradată la depozite carbonatice, nu același lucru se poate spune despre relațiile cu formațiunile inferioare.

În toate lucrările anterioare (M. P a u c ă, 1941; M. B l e a h u și colab., 1960 [1]) privind această regiune s-a considerat o continuitate de sedimentare între triasic și depozitele mai vechi, fapt dedus dintr-o presupusă trecere gradată care, ce-i drept, la o primă vedere, pare să fie evidentă. Mai mult, pe harta geologică recentă, scara 1:200.000 (M. B l e a h u și colab., 1968), ca și în unele lucrări în manuscris (M. B l e a h u și colab.[2]) la werfenian sînt incluse depozite groase de aproape 1 000 m, reprezentate prin gresii cuarțitice și șisturi argiloase slab metamorfozate, menționîndu-se că limita permian-triasic este arbitrară. Se pune, așa dar, problema limitei și a relațiilor permian-triasic, problemă care trebuie privită într-un context mult mai larg, dat fiind că nu este vorba de o simplă limită între două etaje, ci limita permian-triasic înseamnă de fapt granița între ciclul orogenic hercinic și cel alpin. Acest lucru impune ca soluțiile adoptate pentru regiuni restrînse să fie, obligatoriu, în concordanță cu situația pe plan regional.

Limita permian-triasic fiind o limită de separare a două sisteme cutate în orogeneze deosebite, trebuie neapărat să fie o limită de discordanță. Chiar dacă momentul începerii ciclului alpin nu coincide peste tot exact cu începutul triasicului, în aria alpino-carpatică, peste tot triasicul este în raporturi de discordanță cu permianul sau cu depozite mai vechi cu excepția Dinarizilor, unde ciclul alpin cuprinde în bază și permianul superior, discordanța fiind la baza acestuia.

La noi în țară, permian datat paleontologic, în regiunile de cutare alpină, se întîlnește numai în Banat, atît în domeniul danubian, cît și în domeniul getic, fiind reprezentat doar permianul inferior. Din aceste două regiuni, numai în zona Reșița — Moldova Nouă apar și depozite triasice evident în relații de discordanță cu permianul. Dacă ne apropiem și mai mult de Platoul Vașcău și ne referim la Munții Apuseni, lucrurile sînt mai greu de lămurit dat fiind că aici permianul nu este datat paleontologic și este foarte probabil că din ceea ce se atribuie în mod curent permianului o bună parte să fie formațiuni mai vechi. În general, în Munții Apuseni este atribuit permianului o formațiune detritică (conglomerate, gresii cuarțitice, argile etc.) slab metamorfozată, prezentînd de la o zonă la alta diferențieri litologice importante. Se presupune că

[1] M. B l e a h u Ș t e f a n a B a l ș, J o s e f i n a D a n, C a m e l i a T o m e s c u, M a r i a T a b a c u, E m. A n t o n e s c u, A l e x a n d r i n a C o s t e (1960), *Raport asupra lucrărilor de cartare din Munții Codru-Mama*, Arh. Inst. geol.

[2] *Ibidem.*

în domeniul de Codru permianul este reprezentat în întregime, iar în domeniul de Bihor este mult mai incomplet, suportînd în discordanţă triasicul.

Din această scurtă trecere în revistă, reiese că acolo unde permianul şi triasicul sînt bine datate se constată clar că raporturile între aceste două sisteme sînt de discordanţă, iar acolo unde s-a presupus continuitatea de sedimentare lucrurile de fapt nu sînt clare.

Referindu-ne la situaţia din Platoul Vaşcău, nu se poate susţine că aici sîntem în prezenţa unei continuităţi de sedimentare între permian şi triasic. În primul rînd nu poate fi atribuit werfenianului o serie groasă de aproape 1 000 m. Werfenianul este reprezentat prin gresiile şistuoase şi argilele roşii cu grosimi de 30 m în care s-au găsit *Myophora costata* şi *M. goldfussi*, iar între acestea şi seria cuarţitică de dedesubt este totuşi o deosebire litofacială destul de pregnantă. Mai mult, gresiile şi microconglomeratele care formează culmea Moma-Momuţa, inferioare nivelului fosilifer, nu se mai întîlnesc pe profilul de pe valea Zugăului. Acestea fie că sînt acoperite transgresiv de depozitele triasice, fie că au fost îndepărtate prin eroziune, în timpul exondării de la sfîrşitul permianului şi eventual începutul triasicului, încît o discontinuitate între aceste două nu numai că trebuie admisă, ci chiar este destul de evidentă. Discordanţa unghiulară nu este sesizabilă datorită faptului că aceasta a fost alterată de mişcările alpine.

În concluzie, dacă ne referim la întregul domeniu al Munţilor Apuseni, se poate conchide că triasicul este transgresiv sau uneori aparent concordant cu permianul (fig. 2).

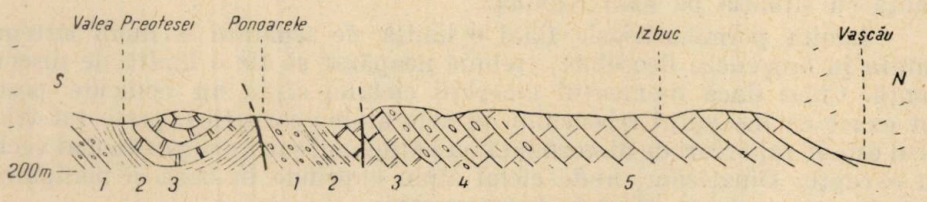


Fig. 2. — Profil prin Platoul Vaşcău.

1, Gresii cuarţitice (paleozoic); *2*, şisturi şi gresii argiloase (werfenian); *3*, dolomite masive (anisian); *4*, calcare în plăci noduloase (ladinian); *5*, calcare masive, organogene (carnian-norian).

Triasicul mediu. Deasupra depozitelor grezoase-argiloase cu *Myophoria costata*, pe un scurt interval stratigrafic se face trecerea gradată la depozite exclusiv carbonatice, care au o mare dezvoltare în Platoul Vaşcăului. Seria carbonatică începe cu dolomite masive de culoare închisă pînă la neagră. Pe suprafeţele alterate prezintă striaţia caracteristică dolomitelor datorită dizolvării diferenţiale. Uneori, dolomitele capătă o culoare roşietică. Dolomitele masive, de culoare închisă, ocupă marginea de sud şi de vest a Platoului Vaşcău, avînd dezvoltarea maximă la sud-vest de satul Cîmp-Moţi. Reducerea accentuată a dolomitelor în anumite zone este datorită unor accidente tectonice.

La partea superioară a orizontului de dolomite masive se constată o alternanţă de dolomite albe cristalinizate, cu aspect zaharoid, şi calcare masive. Această alternanţă se poate observa la vest de satul Ponoarele, sub înălţimea Sarsaurul, la vest de satul Cîmp-Moţi, pe drumul ce duce spre

Ponoarele Brihenilor și în alte puncte ; din asemenea depozite sînt formate vîrfurile Caprei și Chicera de la nord-vest de Ronțaru.

Cu privire la vîrsta dolomitelor masive de la baza seriei carbonatice nu se poate face nici o precizare bazată pe dovezi paleontologice. Luîndu-se în considerație poziția stratigrafică, dolomitele stînd peste depozitele cu *Myophora costata* și *Myophora goldfussi* pot fi atribuite triasicului mediu, reprezentînd foarte probabil anisianul. Acest lucru decurge și din faptul că peste dolomite se dezvoltă depozite a căror vîrstă ladiniană este demonstrată prin fosile.

Pe valea Călugări, între satul Ponoare și Izbuc, deasupra dolomitelor se dezvoltă un pachet gros de 150—200 m, reprezentat prin calcare în plăci, cu intercalații foarte subțiri de șisturi argiloase. Calcarele au o culoare închisă ; uneori însă sînt roșii, iar suprafețele stratelor sînt neregulate. Adesea au chiar aspect nodular. Întregul pachet de depozite prezintă o stratificație destul de evidentă. În calcare adesea se întîlnesc și accidente silicioase. Aceste depozite apar în partea de est a Platoului Vașcău, între Izbuc și Ponoare, putîndu-se urmări spre est pînă în valea Crîsciorului, iar spre vest pînă în înălțimea Sarsaurul, unde dispar după o falie. Între Izbuc și Ponoare, în aceste depozite calcaroase s-au găsit impresiuni și resturi de daonele, însă improprii pentru o determinare speficică.

În partea de nord-vest a Platoului Vașcău, aceleași calcare în plăci cu accidente silicioase apar la sud de satul Briheni și la vest de satul Cîmp-Moți. Pe valea Briheni, calcarele cu accidente silicioase vin în contact tectonic cu permianul, iar începînd de pe pîrîul Hăiugi și pînă în vîrful Ronțaru aceleași calcare stau peste dolomitele albe zaharoide. La Ronțaru dispar pe o linie de fractură.

La vest de satul Cîmp-Moți, în lungul unei falii apar calcare de culoare închisă stratificate din care se menționează o asociație de daonele[3] cu : *Daonella moussoni* Mer., *Daonella* cf. *tripartita* (Kitll), *Daonella* cf. *pichleri* Mojs. etc.

Din asociația de daonele rezultă că vîrsta calcarelor în plăci cu accidente silicioase este ladiniană. Faciesul sub care se prezintă aceste calcare amintește calcarele de Schreyeralm din triasicul în facies de Hallstatt.

Triasicul superior. Peste calcarele în plăci cu accidente silicioase, de vîrstă ladiniană, urmează calcare masive, organogene, care ocupă o bună parte din platoul Vașcăului, fiind dezvoltate în partea nordică a acestuia. În lucrări anterioare (M. Pauca, 1941 ; M. Bleahu și colab., 1960)[4] se consideră că triasicul superior începe cu un orizont de dolomite albe cristalizate. Este vorba probabil de dolomitele cristalizate, consemnate pe harta ce însoțește lucrarea lui M. Pauca drept carniene care alternează cu calcare și care se plasează de fapt sub calcarele în plăci de vîrstă ladiniană, așa cum se poate constata la sud de Briheni. Este adevărat că la sud de Cîmp-Moți calcarele masive organogene, la partea inferioară, vin în contact cu dolomitele albe zaharoide, însă acest contact se face după o falie în lungul căreia calcarele negre în plăci dispar, fiind coborîte.

[3] M. Bleahu și colab. (1960), *op. cit.*, pct. 1.
[4] *Ibidem.*

Calcarele masive organogene se prezintă de obicei fără stratificaţie, însă pe alocuri în masa acestora se dezvoltă calcare roşii, noduloase, stratificate, conţinînd o bogată faună de cefalopode, fiind întrutotul asemănătoare cu calcarele de Hallstatt din punctele clasice de dezvoltare ale acestuia, precum şi cu cele din sinclinalul marginal extern (Carpaţii Orientali) şi din Dobrogea de nord. În Platoul Vaşcău, asemenea calcare se întîlnesc la sud-est de satul Cîmp şi pe drumul ce duce la Izbuc. De aici s-a colectat o bogată faună, însă formele nu pot fi detaşate din rocă încît determinarea lor este greu de făcut. În lucrări anterioare (K u t a s s y, 1928) din acest punct se menţionează : *Joannites joannis austriae* Klipst., *Joannites* cf. *klipsteini* Mojs., *Monophhyllites* sp., *Halobia styriaca* Mojs. etc. Atît lateral, cît şi pe verticală, calcarele noduloase roşii trec la calcare masive, cenuşii, în care se văd numeroase microorganisme. Aşa cum se constată şi în alte regiuni unde apar calcare roşii, noduloase, de Hallstatt, acestea nu alcătuiesc un orizont, ci apar ca lentile în masa unor calcare masive. În afară de punctul fosilier de la sud-est de Cîmp, se mai cunosc şi altele din care se menţionează o bogată faună ; astfel A. K u t a s s y (1928) menţionează dintre Cîmp şi Cîmp-Moţi printre altele : *Halobia styriaca* Mojs., *Pinacoceras rex* Mojs., *Megaphyllites jarbas* Mojs., *Ioannites* cf. *cymbiformis* Wulf. etc., forme care indică vîrsta carniană, iar din împrejurimile satului Coleşti, acelaşi autor menţionează *Megaphyllites humilis* Mojs., *Arcestes bicornis* Mojs., *Placites placodes* Mojs., *P. umbonatus* Kut. etc. Asociaţiile faunistice menţionate conferă depozitelor respective vîrsta carnian-noriană. O separare cartografică a etajelor triasicului superior nu este posibilă, iar la partea superioară este o limită de eroziune încît probabil că nu se găseşte întreg norianul.

Părerea că în Platoul Vaşcău apare triasicul în facies de Hallstatt a fost emisă de K u t a s s y, iar M. P a u c ă reafirmă că începînd cu depozitele postladiniene se dezvoltă faciesul calcarelor de Hallstatt. Cu toate acestea, în lucrările recente (M. B l e a h u şi colab., 1968) existenţa triasicului în facies de Hallstatt în Platoul Vaşcău este oarecum pusă sub semnul întrebării. Este ştiut că triasicul în facies de Hallstatt din regiunea clasică de dezvoltare (pînza de Hallstatt) se caracterizează prin : prezenţa stratelor de Werfen în triasicul inferior, prin prezenţa calcarelor de Guttenstein, a dolomitelor şi a calcarelor de Reifling sau a calcarelor de Schreyeralm în anisian şi prezenţa calcarelor de Hallstatt în triasicul superior (A l. T o l l m a n n, 1966).

În Platoul Vaşcău, calcarele negre stratificate, în plăci cu accidente silicioase, de vîrstă ladiniană, sînt identice ca facies cu calcarele de Schreyeralm, reprezentînd unul din termenii caracteristici triasicului în facies de Hallstatt. Calcarele roşii, noduloase, cu amoniţi, identice cu calcarele de Hallstatt, reprezintă un al doilea termen al triasicului în facies de Hallstatt. Aşadar, în Platoul Vaşcău, începînd din ladinian s-au realizat condiţii de formare a depozitelor caracteristice faciesului de Hallstatt. Dacă se mai adaugă faptul că diferiţi termeni ai faciesului de Hallstatt se găsesc în zona cristalină-mezozoică din Carpaţii Orientali şi în Dobrogea de nord se poate conchide că dezvoltarea faciesului de Hallstatt, aşa cum este şi firesc, nu este legată strict de continuarea zonei clasice din Alpi, ci s-a format acolo unde s-au realizat condiţiile de formare ale acestuia în momentul respectiv.

NEOCOMIANUL

În partea nordică a Platoului Vaşcău, la sud de Briheni, transgresiv peste diferiţi termeni ai triasicului se dispune o serie de marno-argile negricioase-gălbui cînd sînt alterate. Sînt bine stratificate, însă foarte intens cutate. În ele s-au găsit valve mici de lamelibranhiate cu coaste. Aceste marno-argile sînt indentice cu depozitele în care, pe valea Tărcăiţa, s-au găsit aptichi şi calpionele, fiind atribuite neocomianului, cuprinzînd probabil şi o parte din jurasicul superior.

Din punct de vedere tectonic, în Platoul Vaşcău se remarcă o serie de fracturi care compartimentează regiunea în mai multe blocuri. În lungul acestor fracturi dispar unele orizonturi. Aşa se întîmplă cu calcarele ladiniene, care nu se mai întîlnesc între Sarsaurul şi Ronţaru, fiind coborîte pe o fractură. O altă fractură perpendiculară pe falia Ronţaru se întîlneşte la vest de acesta, orientată aproape nord—sud.

Importante falii se întîlnesc şi la marginea Platoului Vaşcău, la contactul dintre triasic şi formaţiunile mai vechi, încît de multe ori orizonturile inferioare nu mai apar. Astfel este falia dintre Vaşcău şi Coleşti, care pune în contact triasicul superior cu permianul. În partea sudică a regiunii se întîlneşte un sistem de falii, cum sînt la sud de satul Ponoarele, care delimitează un fel de intrînduri ale formaţiunilor mai vechi spre interiorul platoului de calcare, fenomene caracteristice mai ales în regiunile calcaroase.

Stilul tectonic al Platoului Vaşcău este tipic casant, frecvent în regiunile în care predomină formaţiunile calcaroase. Tectonica, dar mai ales alcătuirea geologică a Platoului Vaşcău, dă acestei regiuni o notă caracteristică care o deosebeşte într-o anumită măsură de alte sectoare ale domeniului de Codru.

LE TRIAS DU PLATEAU DE VAȘCĂU

RÉSUMÉ

Dans la région située au SE des Monts Codru (Monts Apuseni), les dépôts triasiques occupent une grande étendue constituant le Plateau de Vaşcău (pl. I). On y rencontre tous les étages du système représentés par des dépôts presque exclusivement carbonatés (fig. 1).

Le Trias inférieur est représenté par des grès argileaux et par des dolomies schisteuses à *Myophoria costata* et *M. aff. goldfussi* appartenant au Campilien. Entre le Werfénien et les dépôts sous-jacents attribués au Permien, il existe une discontinuité stratigraphique et des rapports de fausse concordance. La limite permo-triassique, constituant en fait la frontière entre le cycle orogénique hercynien et le cycle alpin, doit être obligatoirement une limite de discordance (fig. 2).

Le Trias moyen suit en continuité de sédimentation le Campilien; il est représenté à la partie inférieure par des dolomies massives suivies d'une alternance de dolomies blanches cristallisées ainsi que de calcaires

massifs. Ce n'est que pour des considérations géométriques que les dolomies sont attribuées à l'Anisien, étant comprises entre les dépôts à *Myophoria costata* à leur base et les dépôts ladiniens, à leur partie supérieure. Le Ladinien est représenté par des calcaires en plaques à intercalations de schistes argileux de couleur foncée, souvent rougeâtre, acquérant un aspect noduleux à accidents siliceux. Dans ces schistes à l'ouest du village Moți, on a trouvé des Daonelles (*Daonella moussoni*, *D.* cf. *tripartita*, *D.* cf. *pichleri*, etc.). Le facies évoque celui des calcaires de Schreyeralm.

Le Trias supérieur est représenté par des calcaires massifs, organogènes, dans lesquels se dévoloppent des calcaires rouges, noduleux, à riche faune de Céphalopodes, dont nous citons : *Joannites joannis austriae Joannites* cf. *klipsteini*, *Monophyllites*, sp., *Megaphylites jarbas*, *Pinacoceras rex*, *Halobia styriaca*, *Placites placodes*, P. *umbonatus*, *Arcestes bicornis*, etc. Ces calcaires sont tout à fait semblables aux calcaires de Hallstatt. Ils ne constituent pas un horizon, mais ils apparaissent comme des lentilles.

Le Trias prend fin dans le Plateau de Vaşcău par une limite d'érosion ; il est suivi de dépôts d'âge Tithonique — Néocomien.

De l'analyse des lithofacies du Trias du Plateau de Vaşcău on peut conclure que dans cette région avaient existé, à partir du Ladinien, des conditions de formation du Trias en facies de Hallstatt.

BIBLIOGRAFIE

BLEAHU M., BORCOŞ M., SAVU H. (1968), *Harta geologică, sc. 1 : 200 000, foaia 17, Brad*, Com. Stat Geol.

KUTASSY A. (1928), *Die Ausbildung der Trias im Momagebirge*, Z bl., f. Min. Abt. 3, Viena.

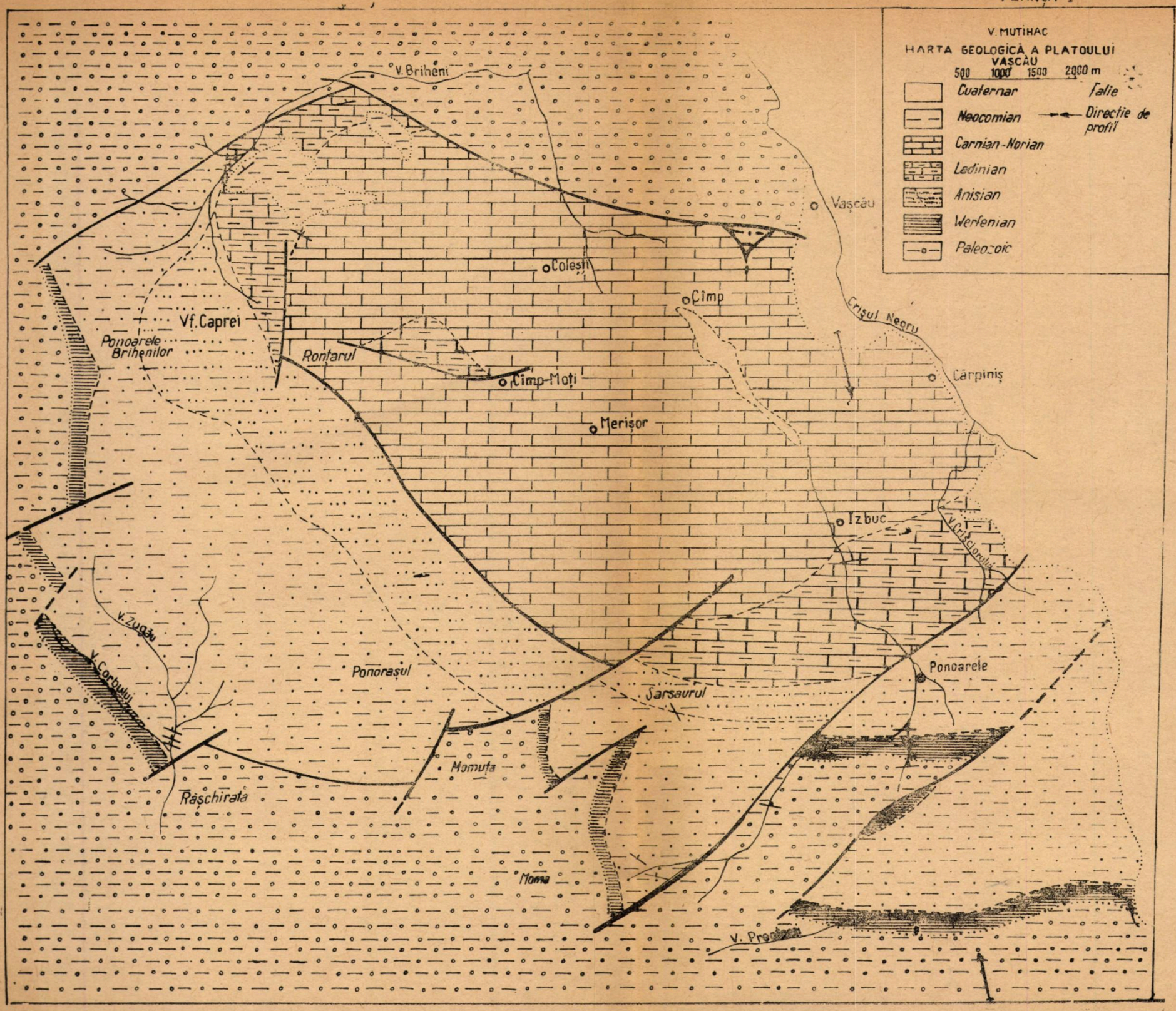
PAUCĂ M. (1941), *Recherches géologique dans les Monts du Codru et de Moma*, Ann. Inst. Géol. Roum., XXI.

TOLLMANN AL. (1966), *Aperçu général sur la géologie des Alpes orientales*, C.R. Soc. géol. France, 11.

Primit în redacție 19 iulie 1969

Facultatea de geologie-geografie
a Universității București

PLANȘA I


V. MUTIHAC
HARTA GEOLOGICĂ A PLATOULUI VASCĂU
500 1000 1500 2000 m
Cuaternar
Neocomian
Carnian-Norian
Ladinian
Anisian
Werfenian
Paleozoic
Falie
Direcție de profil
V. Brihenii
Vf. Caprei
Ponoarele Brihenilor
Colești
Vașcău
Cîmp
Crișul Negru
Rontarul
Cîmp-Moți
Merișor
Cărpiniș
Izbuc
V. Crișcioarelor
V. Zugău
V. Corbului
Ponorașul
Sarsaurul
Ponoarele
Momuta
Raschirata
Moma
V. Prodanca

BIOZONELE DE CALPIONELE DIN TITHONIC-NEOCOMIANUL ZONEI SVINIȚA (BANAT) *

DE

A. RUSU

55(05)

Prezența calpionelelor în depozitele calcaroase din zona Svinița a fost semnalată în anul 1940 de Al. Codarcea. Mai tîrziu, M. G. Filipescu și O. Dragastan (1963) fac cunoscute, din aceeași zonă, primele tintinide determinate specific. În 1964 apare lucrarea lui Gr. Răileanu și Gh. Popescu, reprezentînd un studiu micropaleontologic sistematic al cretacicului inferior de la Svinița, lucrare în care se realizează și un început de corelare cu macrofauna.

Rezultatele obținute de noi concordă cu cele prezentate de autorii citați și completează imaginea stratigrafică la care s-a ajuns în urma cercetărilor întreprinse pînă acum.

În vederea biozonării pe baza calpionelelor a tithonic-neocomianului din zona Svinița a fost probată din metru în metru întreaga succesiune calcaroasă din două profile geologice, considerate drept profile de referință. Ele sînt date de valea Sirinia (porțiunea dintre 1 300 și 700 m de la confluența cu Dunărea), în regiunea Cozlei, și de ogașul Murgaceva (pe cca. 500 m lungime de la vărsare) în regiunea Sviniței (fig. 1).

Pentru verificare și pentru completarea inventarului faunistic au fost studiate o serie de profile considerate suplimentare, printre care amintim pe cel de la Munteana (reg. Cozlei) și pe cele date de ogașele Vîrnicico și Iordumovacia (reg. Sviniței).

În felul acesta, în depozitele carbonatice cuprinse între calcarele noduloase cu *Saccocoma*, pe care le atribuim tithonicului inferior (în accepțiunea geologilor francezi), și marnele barremiene (stratele de

* Lucrare prezentată la sesiunea de comunicări a Institutului de geologie-geografie al Academiei, din mai 1968.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 489–498, București, 1970

Sviniţa) au fost puse în evidenţă cîteva asociaţii de calpionele, asociaţii care se încadrează în biozonele stabilite de F. Bonet (1956) şi de J. Remane (1964).

Fig. 1. — Localizarea profilelor micropaleontologice de referinţă.

JURASICUL

Biozona cu *Crassicollaria* (tithonic). Prima asociaţie de calpionele întîlnită în profilele cercetate este constituită din formele *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Crassicollaria parvula* Remane, *Cr. massutiniana* (Colom), *Cr. intermedia* (Durand-Delga), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *Calpionellites darderi* (Colom) şi *Coxliellina berriasiensis* Colom. Această asociaţie corespunde biozonei cu *Crassicollaria*, separată de J. Remane (1964), biozonă caracterizată prin prezenţa speciilor *Crassicollaria massutiniana* şi *Cr. intermedia*, care nu trec mai sus, şi prin frecvenţa mare a formei *Calpionella alpina*, urmată de *Crassicollaria parvula*. Apariţia chiar accidentală la nivelul biozonei cu *Crassicollaria* a speciilor *Calpionellites darderi* şi *Coxliellina berriasiensis* prezintă interes deoarece acestea nu erau cunoscute pînă în prezent decît în neoconian. *Coxliellina berriasiensis* am găsit-o pe ogaşul Vîrnicico, la 6 m deasupra calcarelor noduloase, împreună cu *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria parvula* şi *Cr. intermedia*.

În profilul văii Sirinia (fig. 2 a), asociaţia biozonei cu *Crassicollaria*, mai bine reprezentată, se urmăreşte pe o grosime de 44 m. Primele exemplare de calpionele se întîlnesc în cimentul unei brecii calcaroase (1,5 m grosime) stratificate, care se dispune concordant peste calcarele noduloase roşii şi verzui cu *Saccocoma* — tithonic inferioare. Aici apar rare forme de *Calpionella alpina* şi *Crasicollaria parvula*. Urmează un banc de 0,5 m grosime de calcar pseudoolitic, lipsit de resturi de tintinide, peste care urmează un altul, gros de 2,5 m, masiv, de asemenea pseudoolitic, în care se întîlnesc aceleaşi specii ca şi în calcarul brecios, reprezentate printr-un număr mai mare de indivizi şi în plus *Crassicollaria massutiniana*.

Fauna de calpionele trebuie să fi fost deja destul de abundentă la acest nivel, dar materialul grosier în care a fost înglobată nu constituia un mediu favorabil fosilizării testurilor delicate ale acestor microorganisme. Scăderea numărului de exemplare se constată ori de cîte ori apar intercalaţii de calcare grosiere de tipul calcarenitelor pseudoolitice (fig. 2).

Considerăm că fauna de calpionele trebuie să fi fost abundentă la acest nivel, avînd în vedere și faptul că mai sus în coloana stratigrafică am întîlnit o microfaună tithonică resedimentată, care aparține de asemenea biozonei cu *Crassicollaria*, dar care ar fi mai mai veche decît cea citată.

Biozona cu *Crassicollaria*, atît cît este ea dezvoltată în profilul văii Sirinia, corespunde tithonicului superior. Dintre calcarele noduloase cu *Saccocoma* — tithonic inferioare — și calcarele brecioase supraiacente cu calpionele — tithonic superioare —, au fost îndepărtate niște sedimente despre a căror vîrstă ne dă o idee microfauna resedimentată în depozitele neocomiene. Este vorba de o asociație faunistică în care *Crassicollaria parvula* are frecvența maximă, *Cr. massutiniana* și *Cr. intermedia* sînt și ele relativ frecvente, iar *Calpionella alpina* și *C. elliptica* sînt reprezentate printr-un număr redus de indivizi.

Caracterul faunei de calpionele și mai ales densitatea mare de *Saccocomidae* în acest interval (aprox. 10 m grosime) constituie un indiciu pentru vîrsta tithonic inferioară. După cum se observă din coloana stratigrafică (fig. 2 a), această microfaună apare într-o succesiune normală de depozite undeva peste ultimile tintinide ale neocomianului.

În profilul de pe ogașul Murgaceva, asociația biozonei cu *Crassicollaria* se întîlnește într-un interval de numai 9 m grosime. Aici, peste calcarele noduloase cu *Saccocoma*, se observă : 1,5 m calcare fine albicioase, în strate de 15 — 30 cm, peste care urmează un banc de 2 m de calcar grosier pseudoolitic, cenușiu, albicios, un nou pachet de calcare fine albicioase (1,5 m) în strate de 15—25 cm, apoi un banc masiv de 4 m grosime de calcar fin, cenușiu-albicios. Cu excepția bancului de calcar pseudoolitic, steril, celelalte conțin o asociație unitară de calpionele reprezentată prin *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria parvula* și *Cr. massutiniana*. În bancul superior își fac apariția și primele forme de *Tintinnopsella carapathica*. Asociația este fără îndoială tithonic superioară. Modul brusc în care își face apariția și în care dispare aici această asociație sugerează existența unor discontinuități atît la partea inferioară, cît și la cea superioară a biozonei cu *Crassicollaria*. Cea de la partea superioară este confirmată de lipsa unei întregi biozone, este vorba de biozona cu *Calpionella*.

De remarcat că sedimentologic aceste lacune nu se pun în evidență și doar uneori sînt marcate prin brecii sedimentare ca pe valea Sirinia.

După fauna de calpionele, doar în jurul Sviniței există o limită tranșată între tithonic și berriasian, datorată tocmai hiatusului biozonei menționate ; pe vale Sirinia, unde nu excludem posibilitatea existenței unei lacume, dar de mai mică importanță, se observă o trecere faunistică gradată spre biozona următoare, repartizată de noi berriasianului.

Am stabilit limita superioară a biozonei cu *Crassicollaria* la nivelul la care dispar formele de *Crassicollaria massutiniana* și *Cr. intermedia* și devin mai frecvente exemplarele de *Tintinnopsella carpathica* și *Calpionella elliptica*. Această limită se trasează la baza unui banc masiv de brecie sedimentară (4 m grosime) cu elemente exclusiv calcaroase, materializare a mișcărilor epirogenice care trebuie să fi avut o amploare mai mare în extremitatea sudică a zonei Svinița.

Tithonicul superior din zona Svinița este constituit în cea mai mare parte din calcare fine, cenușii-albicioase sau cenușii-vineții, care

nu diferă de cele din neocomian. Un caracter litologic distinctiv al tithonicului de aici îl constituie prezența unor bancuri de calcare grosiere, pseudoolitice, care nu se regăsesc mai sus în coloana stratigrafică.

CRETACICUL

Biozona cu *Calpionella* (berriasian) a fost întîlnită doar în profilul văii Sirinia, unde se dezvoltă pe circa 26 m grosime. În cuprinsul ei, forma *Calpionella alpina* are frecvența maximă urmată de *C. elliptica*; *Crassicollaria parvula* continuă și ea, fără a avea aceeași importanță ca în zona precedentă; *Tintinnopsella carpathica* devine în schimb mai frecventă și apar o serie de specii noi, ca *Remaniella cadischiana* (Colom), *Lorenziella pseudoserrata* (Colom) și (?) *Salpingellina levantina* Colom. Și aici se mai regăsesc speciile *Calpionellites darderi* și *Coxliellina berriasiensis*, ultima întîlnită la acest nivel doar într-o probă recoltată de la Munteana.

Este greu de precizat dacă biozona cu *Calpionella* este reprezentată la Cozla în întregime sau dacă lipsește ceva din partea ei bazală. În orice caz, nu poate lipsi un volum prea mare de depozite.

Am stabilit limita superioară a biozonei acolo unde dispare forma *Calpionella alpina*, se reduce simțitor numărul exemplarelor de *C. elliptica*, apar reprezentanți ai genului *Calpionellopsis* și se dezvoltă în masă specia *Tintinnopsella carpathica*. Este o limită destul de clar marcată de fauna de calpionele, dar din nefericire ea nu corespunde cu limita dintre etaje, plasîndu-se în cuprinsul berriasianului.

Biozona cu *Calpionella* lipsește din profilul văii Murgaceva și, după microfauna citată de M. Andelković (1967), ea nu este reprezentată, în dreptul Sviniței, nici pe teritoriul iugoslav.

Admitem că biozona cu *Calpionella* aparține berriasianului, fără însă a ocupa întregul interval al acestui etaj.

Din punct de vedere litologic, berriasianul, ca dealtfel întregul neocomian și, după cum arătăm, cea mai mare parte a tithonicului, este constituit din calcare micritice cenușii-albicioase sau cenușii-vinețiii, stratificate de obicei în bancuri de 20—40 cm, uneori în plăci de 1—5 cm și rar în bancuri mai dezvoltate (pînă la 1m grosime), calcare în care apar frecvent accidente silicioase. Subliniem că în cuprinsul suitei de calcare neocomiene nu am întîlnit bancuri cu o constituție litologică diferită care să constituie repere cartografice.

Biozona cu *Calpionellopsis* (berriasian terminal-valanginian inferior) este mai dezvoltată și mai tipic reprezentată în regiunea Sviniței, unde urmează direct biozonei cu *Crassicollaria*. Biozona cu *Calpionellopsis* se caracterizează prin dezvoltarea mare a speciei *Tintinnopsella carpathica*, urmată de *Calpionellopsis oblonga* (Cad.)[1] și *Cp. simplex* (Col.).[2] Își fac

[1] Precizăm că în urma revizuirii făcute de J. Remane (1964) „*Calpionellopsis thalmani*" (Col.) și formele mici de *Calpionellites neocomiensis* Col. au fost asimilate speciei *Calpionellopsis oblonga* (Cad.).

[2] Același autor consideră formele mari de „*Calpionellites neocomiensis*" Col. sinonime cu *Calpionellopsis simplex* (Col.). În determinările noastre ne-am conformat acestor revizuiri.

apariția acum *Tintinnopsella longa* (Col.), *Calpionellites darderi* (Col.), *Ct. dadayi* Knauer[3] și *Amphorellina subacuta* Col., forme care trec și în biozona următoare.

În cadrul biozonei cu *Calpionellopsis* se întîlnește și *Calpionella elliptica*, formă care în profilul de pe ogașul Murgaceva apare pînă la partea superioară a acestei biozone, deci pînă în valanginian inferior. Prezența acestei specii în valanginian, specie considerată caracteristică tithonicului și berriasianului, nu trebuie interpretată ca anormală. V. Mutihac (1964), care a studiat în paralel macro- și microfauna neocomianului din zona Reșița, a găsit *C. elliptica* în stratele cu *Neocomites neocomiensis* (valanginian). Existența formei la nivelul valanginianului a fost confirmată ulterior de G. Colom (1965).

Revenind la biozona cu *Calpionellopsis*, trebuie arătat că limita ei superioară este destul de estompată, fiind stabilită convențional acolo unde dispar din profil exemplarele de *Calpionellopsis oblonga*.

Specia *Remaniella cadischiana*, considerată de Gr. Răileanu și Gh. Popescu (1964) ca marcînd la Svinița baza valanginianului, și care în zona Reșița este citată doar din „marnele de Crivina" — valanginiene (V. Mutihac, 1964), apare pe valea Sirinia și în profilele suplimentare din regiunea Sviniței împreună cu *Calpionella alpina*, formă care după datele de literatură nu depășește berriasianul. De altfel, după cum se observă din tabelul nr. 1, *Remaniella cadischiana* are o răspîndire destul de largă, fiind cunoscută din berriasianul inferior pînă în partea bazală a hauterivianului.

Biozona cu *Calpionellopsis* se dezvoltă pe 37 m grosime la Svinița și pe 27 m la Cozla. Ea corespunde berriasianului terminal și valanginianului inferior.

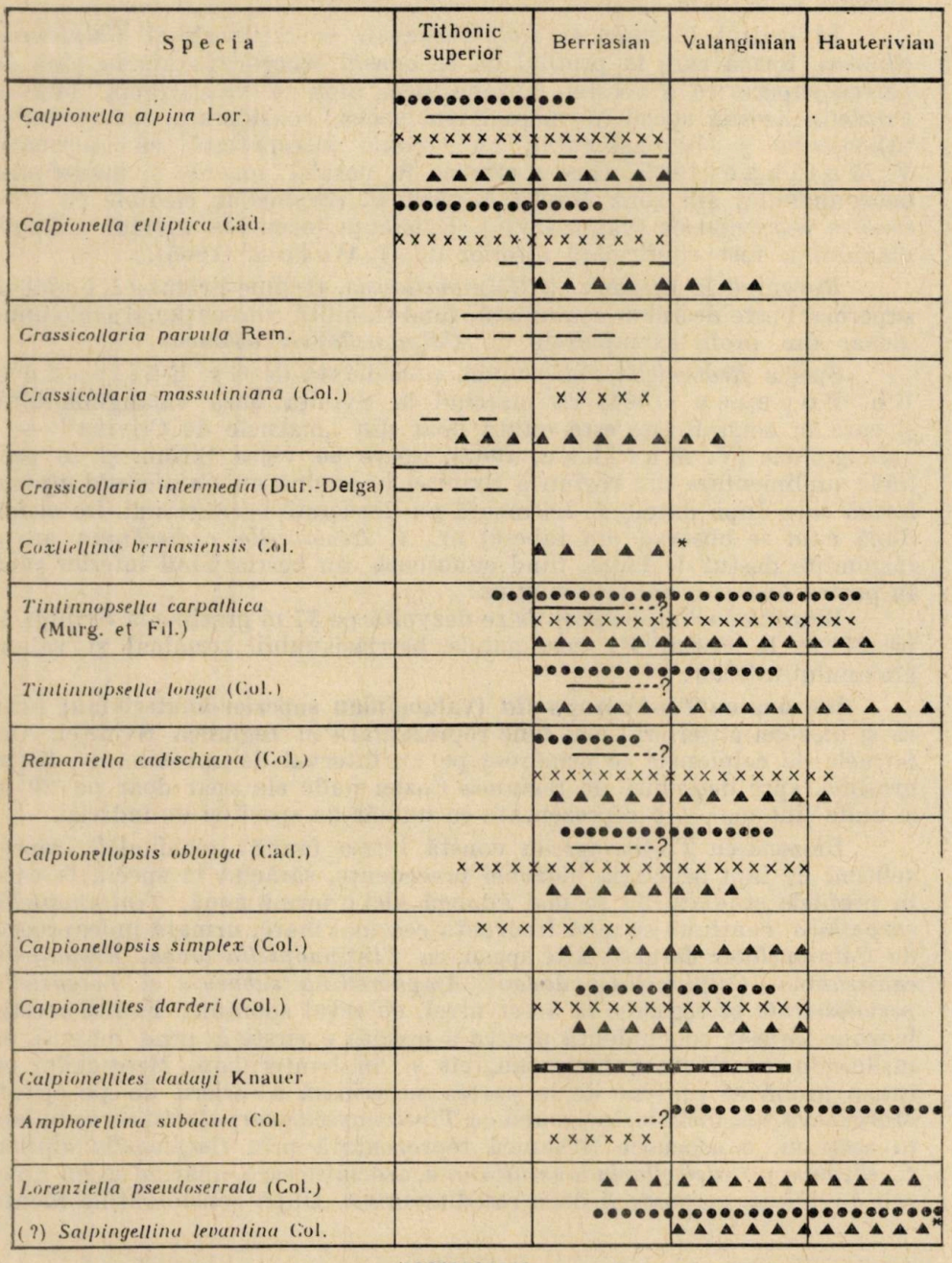
Biozona cu *Tintinnopsella* (valanginian superior-hauterivian) este, ca și biozona anterioară, mai bine reprezentată în regiunea Sviniței. Aici formele de calpionele se urmăresc pe un interval de aproximativ 35 m grosime, spre deosebire de regiunea Cozlei unde ele apar doar pe 20 m și unde sînt mai slab reprezentate ca număr de specii și de indivizi.

Biozona cu *Tintinnopsella* constă într-o faună „reziduală", reprezentînd de fapt asociația biozonei precedente, sărăcită în specii, la care în profilele studiate nu se mai adaugă nici o formă nouă. *Tintinnopsella carpathica* continuă să aibă frecvența cea mai mare, urmată îndeaproape de *Calpionellites darderi*. Alte specii, ca *Tintinnopsella longa*, *Remaniella cadischiana*, *Calpionellites dadayi*, *Amphorellina subacuta* și *Lorenziella pseudoserrata* se regăsesc la acest nivel, cu totul sporadic. Fauna acestei biozone nu este concludentă pentru a preciza o vîrstă la grad de etaj, ea întîlnindu-se atît în valanginian, cît și în hauterivian. Menționăm că într-o probă ce provine de la partea superioară a carierii de pe ogașul Murgaceva, am întîlnit, împreună cu *Tintinnopsella carpathica*, care abundă în secțiuni, o asociație tithonică reprezentată prin *Calpionella alpina*, *C. elliptica* și *Crasicollaria mussutiniana*, asociație care, apărînd la un nivel atît de ridicat, nu poate fi decît resedimentată. După considerațiile făcute

[3] Pînă la crearea speciei de către J. Knauer (1964) exemplarele de *Ct. dadayi* au fost ades confundate cu *Remaniella cadischiana* (Col.).

Tabelul nr. 1

Distribuția stratigrafică a speciilor determinate



de Gr. Răileanu (Gr. Răileanu, 1953; Gr. Răileanu și Gh. Popescu, 1964) privind subdivizarea depozitelor neocomiene de aici pe baza faunei de amoniți și după distanța pe verticală pînă la marnele barremiene, nivelul din care provine proba ar corespunde cel puțin valanginianului superior. Este greu de admis că o specie atît de cunoscută cum este *Calpionella alpina* are aici o altă răspîndire stratigrafică decît în alte regiuni, trecînd peste faptul că chiar în acest profil ea nu apare pe un interval apreciabil. În legătură cu specia *Crassicollaria massutiniana* părerile sînt împărțite: G. Colom, creatorul speciei, îi atribuie (1965) o răspîndire mai largă, tithonic-valanginian inferior; cercetări de detaliu au arătat însă o răspîndire mult restrînsă, limitată la tithonic-berriasian bazal după K. Doben (1963) și doar la tithonic după J. Remane (1964).

În zona Svinița, fauna de calpionele dispare undeva la nivelul hauterivianului. Ultimile exemplare găsite în secțiuni aparținînd speciei *Tintinnopsella carpathica*.

CONCLUZII

Din depozitele carbonatice tithonic-neocomiene ale zonei Svinița am determinat 16 specii de calpionele, dintre care un număr de 8 nu erau cunoscute pentru această zonă.

Asociațiile microfaunistice întîlnite, încadrate în patru biozone de calpionele, permit aprecieri mai exacte asupra vîrstei formațiunii cercetate.

De acord cu rezultatele obținute de K. Doben (1963), J. Remane (1964) și J. Magné (1965), care au urmărit în Alpii bavarezi și în fosa vocontiană repartiția calpionelelor pe zone de amoniți, am considerat limita tithonic-berriasian la nivelul la care se constată dispariția unor specii ale genului *Crassicollaria* și unde devine frecventă forma *Tintinnopsella carpathica*. Această limită se plasează în cuprinsul suitei de calcare „litografice", la circa 44 m deasupra calcarelor noduloase în regiunea Cozlei, marcată aici și litologic printr-o brecie sedimentară, și la 9 m peste calcarele noduloase pe ogașul Murgaceva, la Svinița. Cele două mărimi reprezintă în același timp și grosimile depozitelor tithonic superioare din regiunile respective.

Fauna de calpionele nu oferă criterii sigure de separare a etajelor neocomianului. În cuprinsul depozitelor neocomiene din zona Svinița am pus în evidență cîteva praguri microfaunistice care nu corespund limitelor de etaj.

Urmărirea din aproape în aproape a asociațiilor de calpionele și, în cadrul acestora, a frecvenței diferitelor specii a permis să se depisteze lipsa unor volume de roci, acolo unde se considera o perfectă continuitate de sedimentare. Astfel, lipsesc din ambele regiuni un pachet de depozite dintre calcarele tithonicului inferior și ale tithonicului superior, iar din profilul ogașului Murgaceva și un pachet de roci corespunzător biozonei cu *Calpionella*. Acest fapt explică în parte diferența exagerată de grosime a tithonicului superior din cele două regiuni atît de apropiate.

O problemă care merită toată atenţia este aceea privitoare la faunele de calpionele resedimentate, faune găsite de noi la diferite nivele. În lumina celor observate, vîrstele atribuite unor formaţiuni pe baza unor probe izolate trebuie privite cu oarecare rezerve. Numai profile continui, ridicate pe zeci de metri grosime, permit să avem certitudinea că nu stabilim vîrsta pe microfaune resedimentate.

Din cercetările făcute reiese că specia *Coxliellina berrisiensis* Colom, citată doar din depozitele berriasiene, şi specia *Calpionellites darderi* (Colom), citată doar din neocomian, apar în scara stratigrafică mai jos decît se cunoştea, ele întîlnindu-se în zona Svinița într-o asociaţie tipic tithonică.

Considerăm că un studiu complex al tithonic-neocomianului zonei Svinița ar aduce contribuţii biostratigrafice valoroase. Rămîne ca obiectiv, greu de realizat, corelarea faunei de calpionele cu cea de amoniţi. Dificultatea constă însă atît în lipsa unor repere litologice în cuprinsul depozitelor neocomiene, cît şi în penuria de macrofaună.

BIOZONES DE CALPIONELLES DANS LE TITHONIQUE-NÉOCOMIEN DE LA ZONE SVINIŢA (BANAT)

RÉSUMÉ

Pour l'étude en sections minces des calcaires tithoniques-néocomiens, on a échantillonné deux coupes géologiques de référence (la valliée de Sirinia et le vallon de Murgaceva), et quelques coupes supplémentaires.

Dans les dépôts carbonatiques compris entre les calcaires noduleux à Saccocomides (Tithonique inférieur) et les marnes barrémiennes, on distingue quelques associations de calpionelles qui correspondent aux biozones suivantes : à *Crassicollaria*, à *Calpionella*, à *Calpionellopsis* et à *Tintinnopsella*.

Nous avons tracé la limite Jurassique/Crétacé, c'est-à-dire Tithonique/Berriasien, au niveau où certaines espèces de *Crassicollaria* disparaissent et la forme *Tintinnopsella carpathica* devient fréquente.

L'étude des microfacies a permis de découvrir l'absence de certains dépôts là où une parfaite continuité de sédimentations paraissait certaine et de mettre en évidence la présence des resédimentations (dans la coupe de la vallée de Sirinia on constate une association de microfaune tithonique, au niveau du Valanginien supérieur — Hauterivien).

Par la découverte, dans une association tithonique, *in situ*, de *Calpionellites darderi* (Colom) et de *Coxliellina berriasiensis* Colom, nons établissons que ces espèces, connues uniquement du Néocomien, font leur apparition plus tôt.

BIBLIOGRAFIE

ANDELKOVIĆ M. (1967), *Lower Cretaceous* in *A geological survey of the East-Serbian part of the Carpatho-Balkan arch*, Carp-Balk. Geol. Ass. VIII Kongr., Belgrad.

BĂDĂLUŢĂ-NĂSTĂSEANU AURELIA, NĂSTĂSEANU S. (1964), *Contribuţii la cunoaşterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice şi a limitei dintre jurasic şi cretacic în zona Reşiţa*, An. Com. geol., **XXXIV/II**.

BOLLER K. (1963), *Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone)*, Ecl. geol. Helv., Basel, **56**, *1*.

BONET F. (1956), *Zonificación microfaunistica de las calizas cretácicas del Este de Mexico*, XX Congr. Geol. Intern., Mexico.

CODARCEA AL. (1940), *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XX**.

CODARCEA AL., NĂSTĂSEANU S., MERCUS D., (1961), *Considerații asupra vîrstei stratelor de Sinaia în regiunea Porțile de Fier-Vîrciorova*, Com. Acad. R.P.R., **XI**, *11*.

CODARCEA AL., NĂSTĂSEANU S. (1964), *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul văii Cerna și de la Cazane (Dunăre)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *2*.

COLOM J. (1950), *Los Tintinnidos fosiles. Infusorios Loricatdos del orden de los Oligotricoe*, Est. geol. Inst. ,,Lucas Mallada'', Madrid, **VI**, *11*.

— (1965), *Essais sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des Tintinnoidiens fossiles*, Ecl. geol. Helv., Basel, **58**, *1*.

COUSIN M., DURAND-DELGA, M. SIGAL J. (1967), *Données nouvelles sur la Crétacé de la haute et moyenne vallée du Tagliamento*, Bull. Soc. géol. Fr. Paris, (7), **VIII**.

DOBEN K. (1963), *Über Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze*, Mitt. Bayer. Staatssamml. Pal. hist. Geol., München, **3**.

FILIPESCU M. G., DRAGASTAN O. (1963), *Resturi de Tintinnidae în depozitele tithonice și neocomiene din R.P. Română*, St. cerc. geol., **VIII**, *3*.

KNAUER J. (1964), *Problémes systematiques des Calpionellidés*, A.M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1961, röl, Budapesta, **II**.

KNAUER J., NAGY. I. (1964), *Lorenziella nov. gen. nouveau genre des Calpionellidés*, A.M. Áll. Földt. Int. Évi. Jel. 1961, röl, Budapesta, **II**.

MAGNÉ J., SIGAL J. (1965), *Les Calpionelles du Crétacé inférieur*, Mém. Bur. Rech. Géol. Min, Paris, **34**.

MURGEANU G., FILIPESCU M. (1937), *Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétacés de Roumanie*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXI** (1932—1933).

MUTIHAC V. (1964), *Problema limitelor Berriasianului în zona Reșița — Moldova Nouă*, D.S. Inst. geol., **L**/1.

RĂILEANU GR. (1953), *Cercetări geologice în regiunea Svinița — Fața Mare*, Bul. șt. Acad. R.P.R., Secția șt. biol., agronom., geol., geogr., **V**, *2*.

RĂILEANU GR., POPESCU GH. (1964), *Studiul micropaleontologic al cretacicului inferior de la Svinița*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **IX**, *1*.

REMANE J. (1964), *Révision paléontologique de Tintinnopsella oblonga (Cad.) et des espèces avoisinantes*, Rev. Micropal., Paris, **VII**, *1*.

— (1964), *Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges*, Palaeontogr., Abt., A., Stuttgart, **123**, *1—3*.

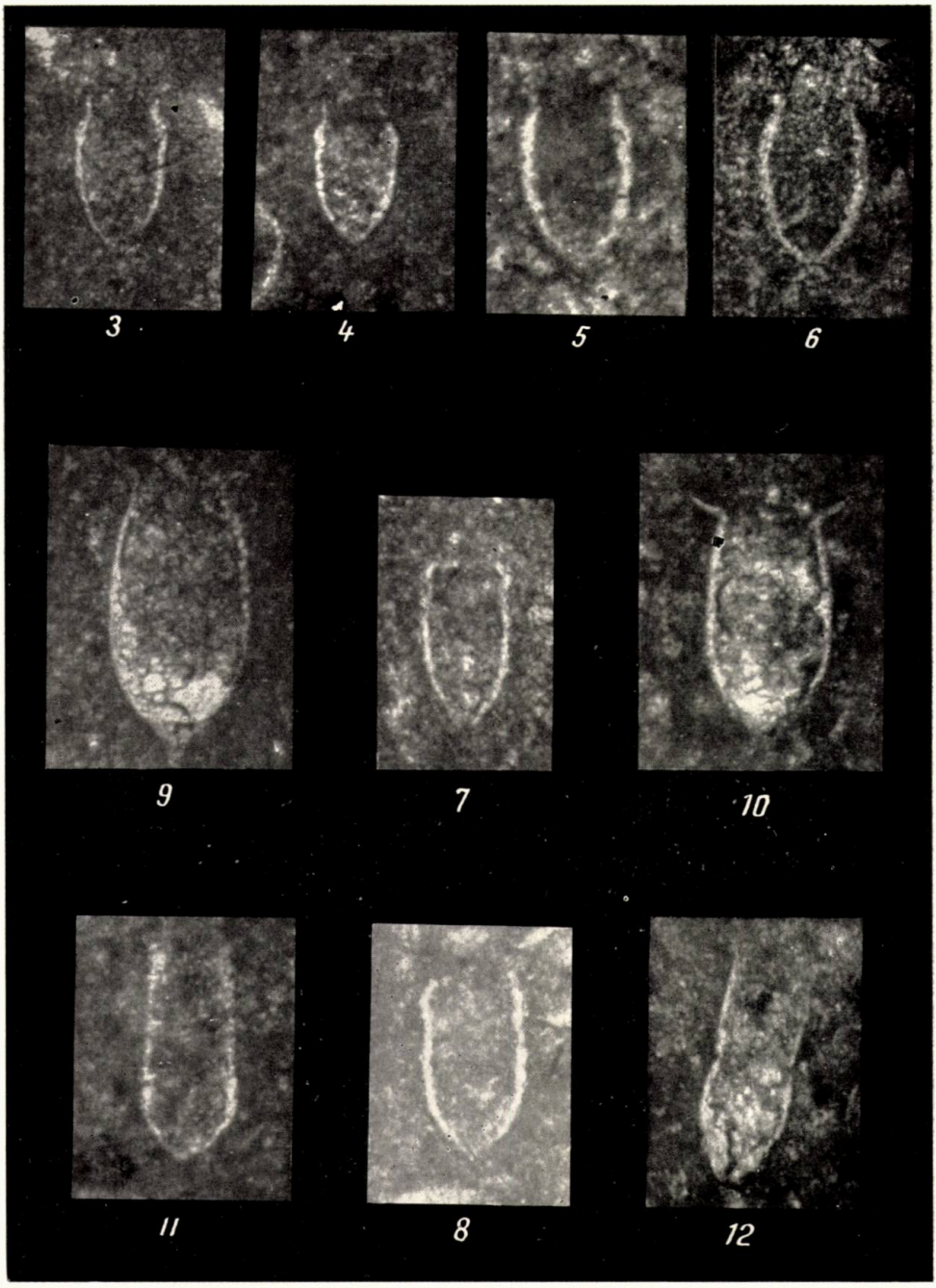
VINOGRADOV C., DRAGASTAN O. (1965), *Micrographic study of limey-marls from the Sinaia beds (Eastern Carpathians)*, Carp.-Balk. Geol. Ass., VII Congr., Sofia, partea a II-a, **2**.

Primit în redacție la 3 decembrie 1969

Institutul de geologie
al
Ministerului Industriei Miniere și Geologiei

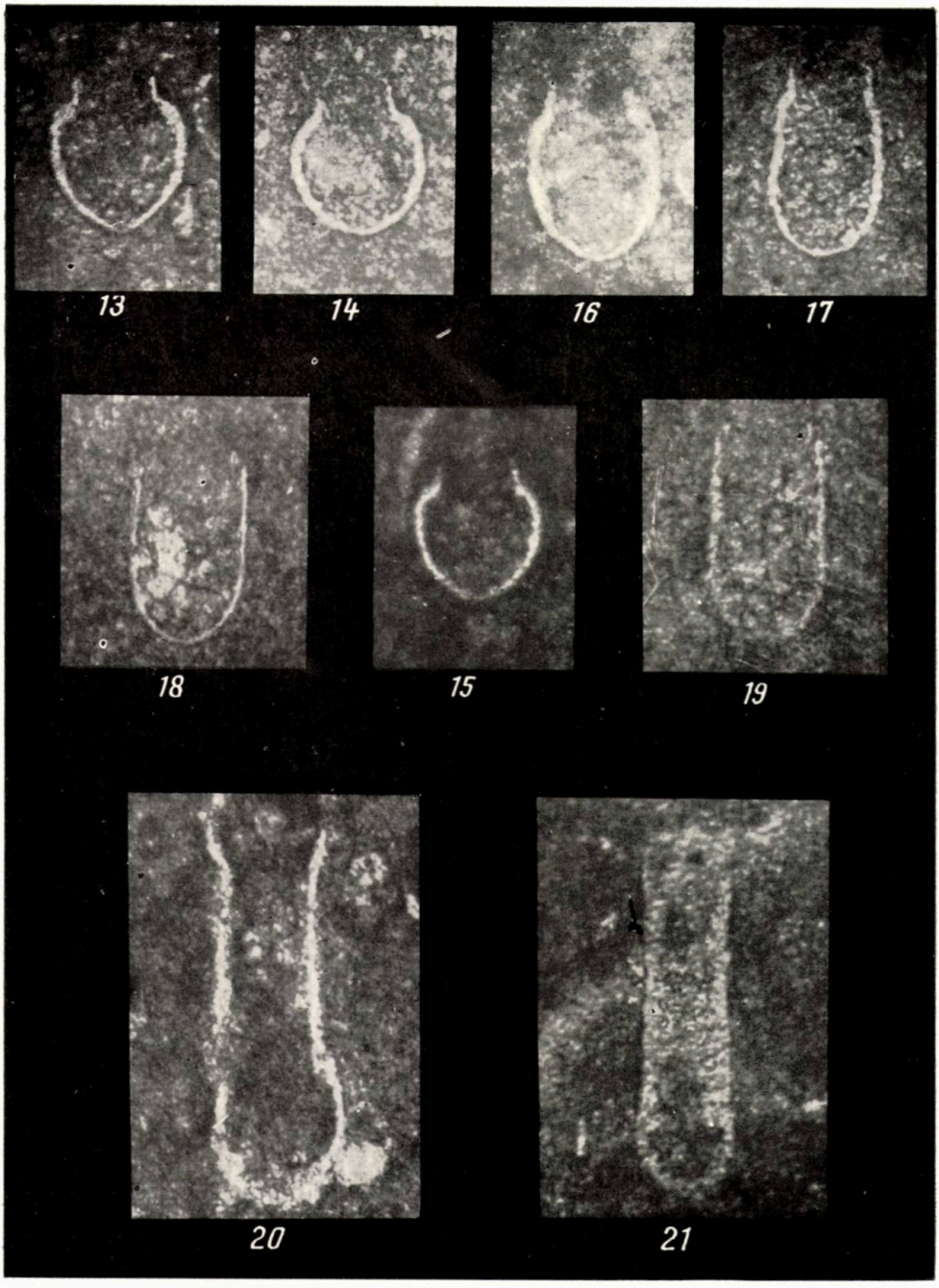
PLANȘA I

Fig. 3. — *Crassicollaria parvula* Rem. (× 300), tithonic superior, valea Sirinia.
Fig. 4. — *Crasicollaria parvula* Rem. (× 300), berriasian, Munteana.
Fig. 5. — *Crassicollaria intermedia* (Dur.-Delga), (× 300), tithonic superior, ogașul Vîrnicico.
Fig. 6. — *Crassicollaria intermedia* (Dur.-Delga) (× 300), resedimentată în valanginian superior-hauterivian, valea Sirinia.
Fig. 7. — *Crassicollaria massutiniana* (Col). (×300), tithonic superior, valea Sirinia.
Fig. 8. — *Crassicollaria massutiniana* (Col.) (×300), resedimentată în valanginian superior-hautervinian, valea Sirinia.
Fig. 9. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Murgaceva.
Fig. 10. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) (×300), valanginian superior-hauterivian, ogașul Murgaceva.
Fig. 11. — *Tintinnopsella longa* (Col.) (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Iordumovacia.
Fig. 12. — *Tintinnopsella longa* (Col.) (×300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Murgaceva.


3
4
5
6
9
7
10
11
8
12

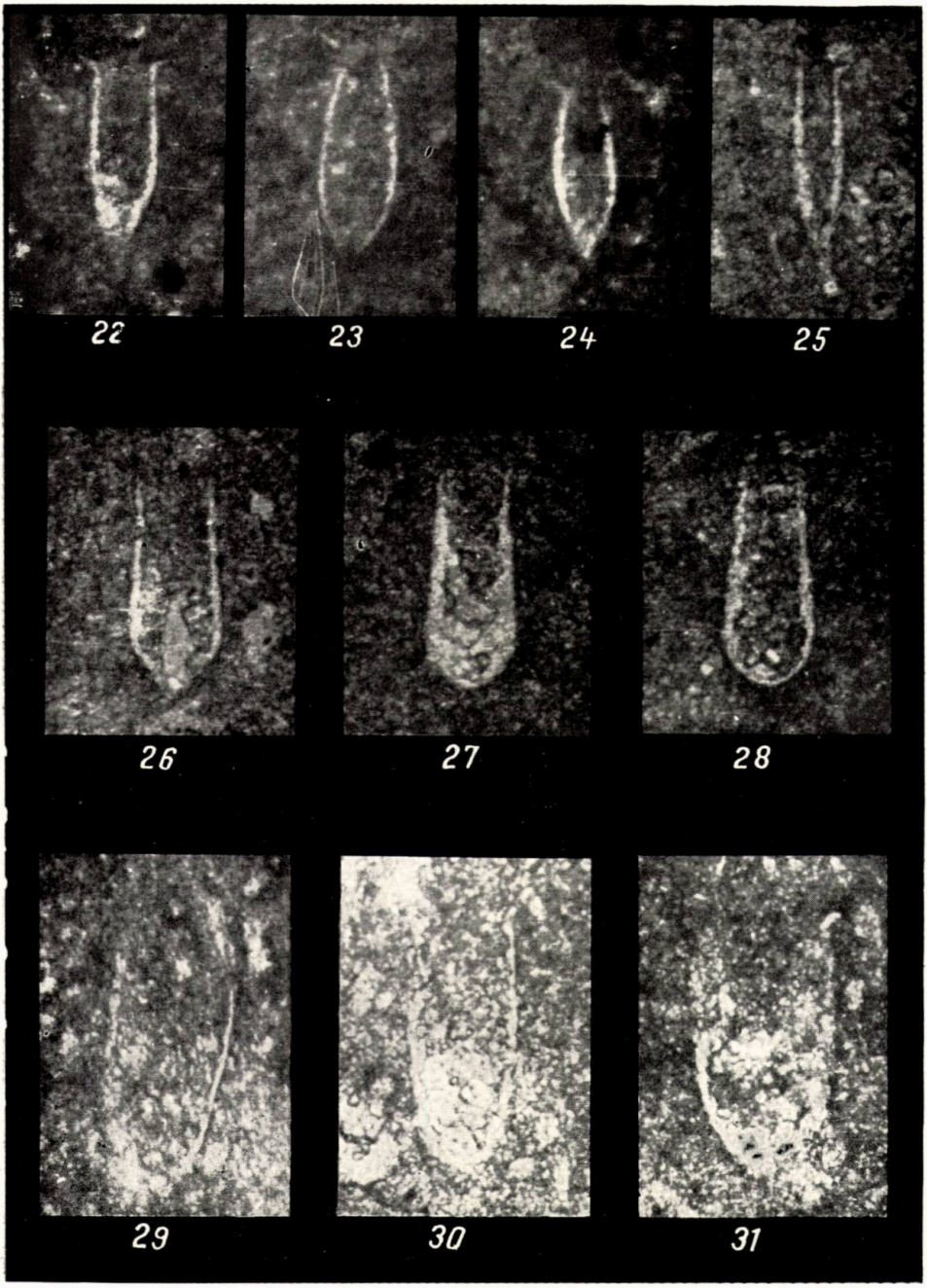
PLANȘA II

Fig. 13. — *Calpionella alpina* Lor. (× 300), tithonic superior, valea Sirinia.
Fig. 14. — *Calpionella alpina* Lor. (× 300), berriasian, Munteana.
Fig. 15. — *Calpionella alpina* Lor. (× 300), tithonic superior, ogașul Murgaceva.
Fig. 16. — *Calpionella elliptica* Cad. (× 300), berriasian, valea Sirinia.
Fig. 17. — *Calpionella elliptica* Cad. (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Iordumovacia.
Fig. 18. — *Calpionellopsis simplex* (Col.) (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Iordumovacia.
Fig. 19. — *Calpionellopsis simplex* (Col.) (×300), berriasian terminal-valanginian inferior, valea Sirinia.
Fig. 20. — *Coxliellina berriasiensis* Col. (× 300), tithonic superior, ogașul Vîrnicico.
Fig. 21. — *Coxliellina berriasiensis* Col. (× 300), berriasian, Munteana.


13
14
16
17
18
15
19
20
21

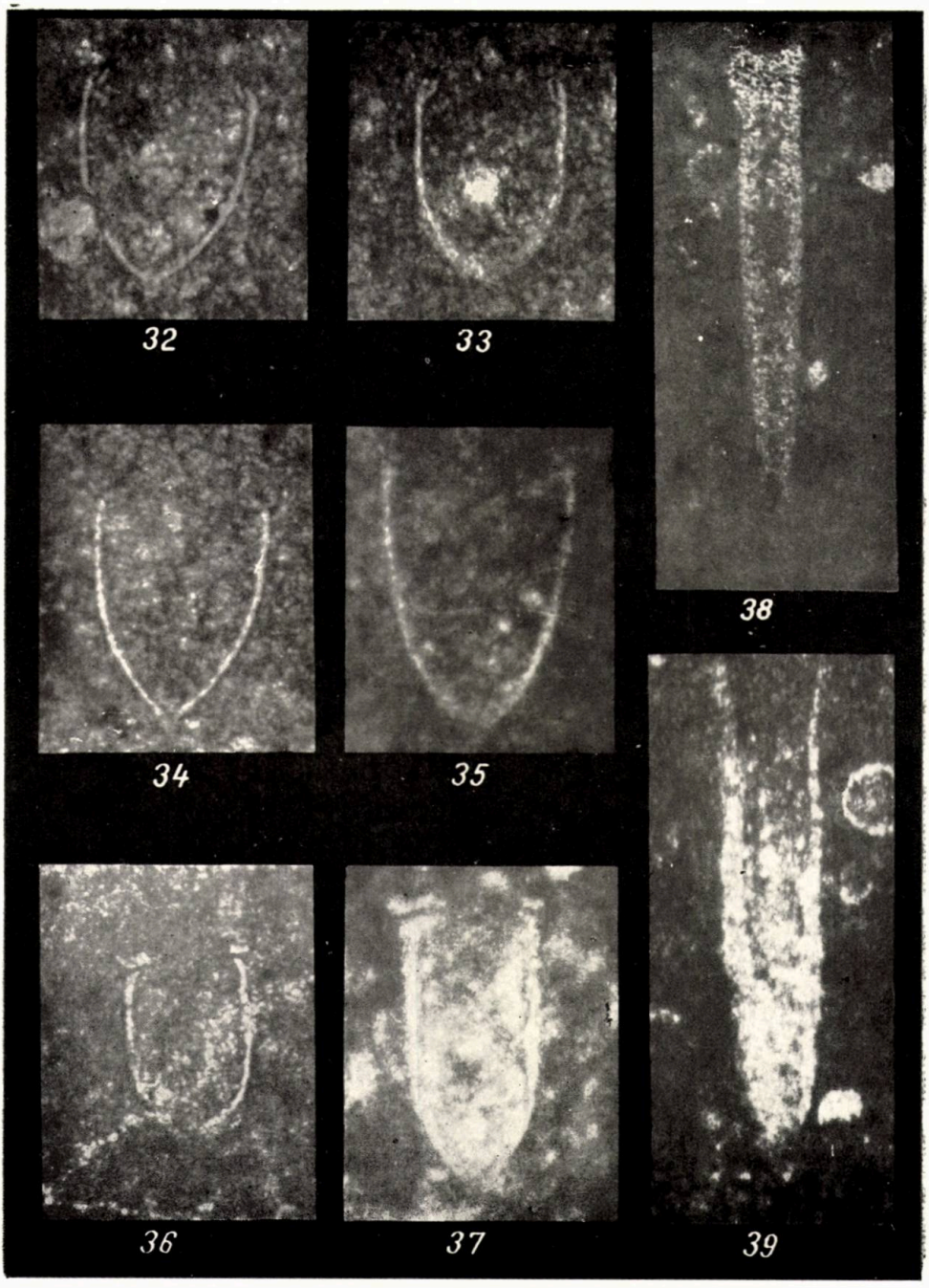
PLANȘA III

Fig. 22-32. — *Amphorellina subacuta* Col. (× 300), berriasian, ogașul Vîrnicico.
Fig. 24-25. — *Amphorellina subacuta* Col. (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Murgaceva.
Fig. 26. — *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Iordumovacia.
Fig. 27-28. — *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogașul Murgaceva.
Fig. 29. — *Lorenziella pseudoserrata* (Col.) (× 300), berriasian, valea Sirinia.
Fig. 30-31. — *Lorenziella pseudoserrata* (Col.) (× 300), valanginian superior-hauterivian, ogașul Murgaceva.


22
23
24
25
26
27
28
29
30
31

PLANŞA 17

Fig. 32. — *Calpionellites darderi* (Col.) (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogaşul Murgaceva.
Fig. 33. — *Calpionellites darderi* (Col.) (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, valea Sirinia.
Fig. 34-35. — *Calpionellites dadayi* Knauer (× 300), berriasian terminal-valanginian inferior, ogaşul Murgaceva.
Fig. 36. — *Remaniella cadischiana* (Col.) (× 300), berriasian, valea Sirinia
Fig. 37. — *Remaniella cadischiana* (Col.) (× 300), valanginian superior-hauterivinian, ogaşul Murgaceva.
Fig. 38. — (?) *Salpingellina levantina* Col. (× 220), berriasian, Munteana.
Fig. 39. — (?) *Salpingellina levantina* Col. (× 190), berriasian , valea Sirinia.


32
33
38
34
35
36
37
39

BIOSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR SARMAȚIENE DINTRE VĂILE MILCOV ȘI RÎMNICU SĂRAT *

DE

I. ANDREESCU și I. PAPAIANOPOL

55(05)

SARMAȚIANUL INFERIOR (VOLHINIANUL)

Cele mai vechi depozite sarmațiene din regiunea studiată sînt reprezentate prin argile fără urme de stratificație, vinețiii-albăstrui în spărtură proaspătă și brune -cenușii pe suprafețele de alterare.

Pachetul argilos menționat aflorează pe pîrîul Sărei, în aval de confluența cu pîrîul Torcei (sat Andreiașu de Jos) și conține o faună de moluște reprezentată prin : *Abra reflexa* (Eichw.), *Ervilia* cfr. *dissita* Eichw., *Irus aksajikus* (Bog.), *Mohrensternia angulata* (Eichw.), *M. inflata* Andrz.

Pe valea Rîmnicului, în apropiere de confluența acestuia cu Rîmnicelu, sarmațianul inferior apare dezvoltat sub un facies asemănător cu cel de pe pîrîul Sărei, numai că de data aceasta o parte din depozitele pelitice sînt fin stratificate, uneori avînd chiar un aspect șistuos.

De aici au fost determinate : *Mactra* cf. *eichwaldi* Lask., *Ervilia podolica* Eichw., *Abra* cf. *reflexa* Eichw., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Cardium* sp., ostracode, pești.

Pe baza cercetărilor întreprinse pînă acum, înclinăm să considerăm că sarmațianul inferior, reprezentat prin volhinianul bazal, este prezent în regiunea de care ne ocupăm doar în profilele mai adînci ale văilor Milcov și Rîmnic.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor mai sus menționate, se știe că Ș t. M a t e e s c u (1927) a considerat că în zona văii Rîmnicului o parte dintre acestea ar aparține buglovianului. Raritatea fosilelor, starea lor proastă de conservare, precum și lipsa formelor caracteristice au determinat pe

* Lucrare susținută în cadrul sesiunii de comunicări științifice a Institutului de geologie și geografie al Academiei, mai 1969.

St. cerc. geol., geof., geog., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 499–512, București, 1970

alţi autori să conteste prezenţa buglovianului (Emilia Saulea, 1956).

J. Gherman şi A. Lungu[1] au separat în valea Rîmnicului un sarmaţian inferior marnos cu *Ervilia* reprezentînd buglovianul şi volhinianul.

Recent, N. Macarovici, I. C. Motaş şi L. Contescu (1967) consideră că sarmaţianul începe în această zonă prin stratele cu *Cryptomactra pes-anseris*.

Menţionăm că Emilia Saulea (1956) nu excludea posibilitatea existenţei unei părţi din sarmaţianul inferior în profilul văii Rîmnicului („stratele cu *Ervilia*").

Într-adevăr, volhinianul este dezvoltat în această zonă, dar nu pot fi urmăriţi toţi termenii săi. Fauna citată, atît cea de pe pîrîul Sărei, cît şi cea de pe Rîmnic, pledează pentru vîrsta volhinian inferioară a depozitelor ce o conţin (fig. 1).

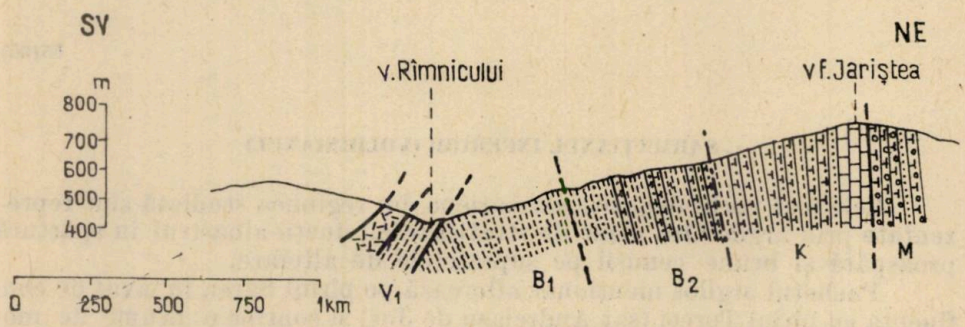


Fig. 1. — Secţiune geologică prin depozitele sarmaţiene dintre valea Rîmnicului şi vîrful Jariştea (II-II'). V_1 = volhinian inferior; B_1 = bessarabian inferior (complexul pelitic); B_2 = bessarabian superior (complexul argilos-grezos); K = kersonian; M = meoţian.

Datorită încălecării produse pe planele de dislocaţie ale faliei Caşin-Bisoca, o bună parte din sarmaţianul inferior şi uneori chiar din sarmaţianul mediu scapă observaţiei directe.

De aceea, o succesiune completă mergînd de la volhinianul bazal şi pînă la kersonian inclusiv nu a putut fi stabilită.

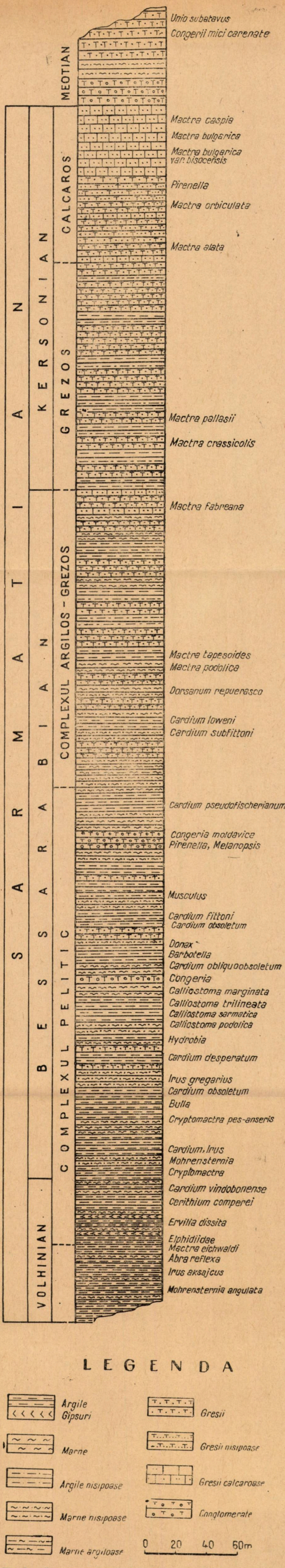
După opinia noastră, volhinianul se dezvoltă deci discontinuu, lipsind sau neputînd fi datăţi unii sau alţii dintre termenii săi în diferite zone.

Există însă cîteva profile spre nordul regiunii, în care, pe baza faunei recoltate, se poate presupune că sarmaţianul inferior este reprezentat şi prin partea terminală a volhinianului.

Astfel, o interesantă succesiune a depozitelor sarmaţiene se poate urmări în raza satului Titila (com. Andreiaşu), pe pîrîul Şipoţelu.

Aici, începînd din apropierea confluenţei acestuia cu pîrîul Sărat, pe o distanţă de circa 300 m în amonte, aflorează un complex argilos-marnos, alcătuit preponderent din argile divers colorate, masive sau

[1] J. Gherman, A. Lungu (1961), *Raport geologic pentru prospecţiuni de hidrocărburi în zona Jitia — Butucoasa*, Arh. Minist. Ind. Min. Geol.



LEGENDA

Fig. 2. — Coloana stratigrafică sintetică a depozitelor sarmaţiene dintre văile Milcov şi Rîmnicu Sărat.

cu o stratificație fină, uneori cu o spărtură aşchioasă ori cvasiconcoidală în alternanță cu marne cenușii-albicioase, cîteodată cu mici concrețiuni grezo-calcaroase. Cu totul subordonat participă marno-calcare și gresii cu bobul fin, mai mult sau mai puțin dure, ultimele dispuse de obicei în plachete subțiri subcentimetrice.

Rareori, mai ales spre baza acestui complex, sînt prezente și foarte slabe intercalații de gips fibros.

Întregul pachet descris mai sus noi l-am denumit „complexul pelitic" (fig. 2).

Din partea inferioară a complexului (cca. 40 m = nivelul „A") prezentăm următoarea listă de moluște fosile: *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask., *Cardium* sp., *Gastrana fragilis* L. var. *sarmatica* Koles., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Irus* sp., *Pirenella disjuncta* (Sow.), *Cerithium comperei* d'Orb., *Calliostoma marginata* (Eichw.), *C.* aff. *soceni* Jek., *C. quadristriata* (Dub.), *Pseudamnicola sarmatica* Jek., *Bulla lajonkaireana* Bast., *Mohrensternia inflata* Andrus., *M. sarmatica* Friedb., *Hydrobia frauenfeldi* (M. Hoern.), *H. uiratamensis* Koles., *Hydrobia* sp., *Gyraulus solenoides* (Lör.).

Cu unele schimbări faciale neesențiale, complexul pelitic se reîntîlnește și pe profilele altor văi cum sînt: pîrîul Sărei, pîrîul Cremenei, pîrîul Herăstrău, pîrîul Păcuri, Valea Neagră, valea Motnăului, pîrîul Păcurii (Rîmnicelu), valea Rîmnicului, dar o faună care ar proba existența volhinianului superior n-am mai întîlnit decît pe pîrîul Cremenei (fig. 3).

Pe această din urmă vale, din nisipuri argiloase puternic cimentate, a fost determinată o asociație în care nota caracteristică este dată de

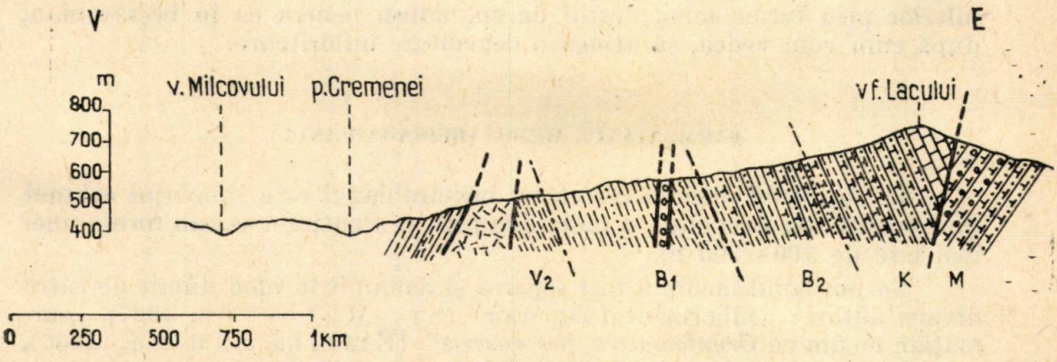


Fig. 3. — Secțiune geologică prin depozitele sarmațiene dintre pîrîul Cremenei și vîrful Lacului (I-I'). V_2 = volhinian superior; B_1 = bessarabian inferior (complexul pelitic); B_2 = bessarabian superior (complexul argilos-grezos); K = kersonian; M = meoțian.

prezența ceritidelor: *Cerithium comperei* d'Orb., *Calliostoma* sp., *Hydrobia* sp., *Irus aksajikus* (Bog.), *Cardium ustjurtense* Andrus., *Cardium* sp., *Gastrana* sp., *Modiolus incrassatus* d'Orb.

Din cele relatate mai sus, reiese că se poate admite existența unei părți a sarmațianului inferior, respectiv a volhinianului superior (fig. 2).

Pledează în acest sens asociaţiile macrofaunistice, în care frecvent se întîlnesc forme caracteristice pentru volhinian, cum ar fi *Irus aksajikus* însoţit de ceritide (pîrîul Chiticari) sau cardiide (*Cardium vindobonense, C. ustjurtense*) împreună cu *Ervilia dissita, Mohrensternia sarmatica, Hydrobia frauenfeldi* etc. (pîrîul Şipoţelu).

În baza complexului pelitic, din acelaşi nivel „A", a fost determinată următoarea asociaţie micropaleontologică: *Elphidium reginum* d'Orb. (frecvent), *E. macellum* Fich. et Moll. (foarte frecvent), *E. aculeatum* d'Orb., *Elphidium* sp., *Articulina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Nonion* sp., *Cibicides* sp., ostracode, otolite etc.

Prezenţa elfidiilor aculeate, frecvenţa mare a speciei *Elphdium macellum*, a nonionidelor, dintre care predomină *Nonion granosum*, dau posibilitatea argumentării existenţei volhinianului superior în profilele prezentate.

Relativ la fauna volhiniană se poate urmări o clară zonare pentru anumite specii, în timp ce altele nu au o localizare strictă.

Astfel sînt anumite specii care nu se întîlnesc decît în baza sarmaţianului inferior: *Abra reflexa, Mactra eichwaldi, Mohrensternia angulata*, pe cînd specii, ca: *Ervilia dissita, Irus aksajikus*, unele mohrenşternii şi cardiacee etc. se perpetuează în tot cuprinsul volhinianului.

Se poate sesiza şi un alt fapt interesant: cîteva fosile cu dezvoltare maximă în volhinian ajung să treacă şi în baza sarmaţianului mediu, cînd dau forme nereprezentative, fiind subordonate, atît ca frecvenţă, cît şi ca talie, speciilor bessarabiene (*Ervilia dissita, Irus aksajikus, Cardium ustjurtense, Hydrobia uiratamensis, H. frauenfeldi*, ceritide etc.).

În sfîrşit, se constată că alte grupe, cum ar fi: trohidele, buccinidele, majoritatea cardiaceelor încep sau se continuă în timpul sarmaţianului inferior prin forme mici, destul de sporadice, pentru ca în bessarabian, după cum vom vedea, să atingă o dezvoltare înfloritoare.

SARMAŢIANUL MEDIU (BESSARABIANUL)

În cuprinsul regiunii cercetate, bessarabianul este subetajul cel mai bine şi mai clar dezvoltat şi individualizat, prezentîndu-se sub forma unei fîşii late de 400—700 m.

Sarmaţianul mediu a fost separat şi denumit în mod diferit de către diverşi autori: „suborizontul superior" (Şt. Mateescu, 1927), „sarmaţian mediu cu *Cryptomactra pes-anseris*" (Emilia Saulea, 1956), „sarmaţianul marno-grezos" (J. Gherman şi A. Lungu)[2], „orizontul marnos-conglomeratic" (Gh. Vasilescu şi colab.)[3].

La constituţia geologică a acestui subetaj participă două complexe, şi anume:

— complexul pelitic la partea inferioară (nivelele B—E).

---

[2] *Op. cit.*, pct. 1.

[3] Gh. Vasilescu, Magdalena Vasilescu, V. Matei, N. Ţicleanu (1967), *Asupra prospecţiunilor geologice pentru sare în regiunea Herăstrău-Andreiaşu*, Arh. I.G.P., Minist. Ind. Min. Geol.

Tabelul nr. 1

Repartiția statigrafică a speciilor de moluște în depozitele sarmațiene dintre valea Rîmnicului și valea Milcovului

Nr. crt.	Subdiviziuni și frecvența speciilor / Denumirea speciilor	Etajul sarmațian										Observații
		Volhinian	Bessarabian							Kersonian		
		inferior	complexul pelitic					complexul argilos-grezos		inferior grezos	superior calcaros	
			A	B	C	D	E	A	B			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	*Musculus sarmaticus* (Gat.)		□	△	○	○	△					
2	*Musculus naviculoides* (Dub.)						○					
3	*Musculus subpapilio* (Gat.)						□					
4	*Musculus* aff. *multicostatus* (Gat.)						□					
5	*Modiolus incrassatus* d'Orb.	□	△	△	△	□		□				
6	*Gastrana fragilis* L. var. *sarmatica* Koles.		□			△	□					
7	*Abra reflexa* Eichw.	□										
8	*Donax lucidus* Eichw.					◐						
9	*Ervilia podolica* Eichw.	△										
10	*Ervilia dissita* Eichw.	△	□	□				△				
11	*Ervilia dissita* Eichw. var. *andrussovi* Koles.					◐						
12	*Mactra* cf. *eichwaldi* Lask.	□										
13	*Mactra subvitaliana* Koles.							□				
14	*Mactra* cf. *korobkowi* Mira Tudor							□				
15	*Mactra tapesoides* Sinz.							□				
16	*Mactra caspia* Eichw.										○	
17	*Mactra podolica* Eichw.							△				
18	*Mactra crassicolis* Sinz.									△	○	
19	*Mactra bulgarica* Toula										○	
20	*Mactra bulgarica* Toula var. *elongata* N. Mac.									□	△	
21	*Mactra bulgarica* Toula. var. *bisocensis* Sim. et B.										○	
22	*Mactra pallasii* Baily								○	△		
23	*Mactra intermedia* N. Mac.											
24	*Mactra orbiculata* N. Mac.										□	
25	*Mactra cf. alata* N. Mac.										□	
26	*Mactra* cf. *fabreana* d'Orb.										□	
27	*Cryptomactra pes-anseris* Andrus.						□		□			
28	*Irus gregarius* (Partsch)			◒	○	□	□					
29	*Irus naviculatus* (R. Hoern.) Andrus.			□	□	○	△					
30	*Irus vitalianus* (d'Orb.)		○			□	□					
31	*Irus aksajicus* (Bog.)				□							
32	*Congeria moldavica* Sim. et. B.						○					
33	*Congeria homoplatoides* Andrus.						□					
34	*Congeria simulans* Brus.						□					
35	*Cardium fittoni* d'Orb.					□						
36	*Cardium obliguoobsoletum* Koles. var. *armavirensis* Koles						□	□				
37	*Cardium quadripartitum* Koles.			□	△	□	□					
38	*Cardium quadripartitum* Koles. var. *protractiformis* Andrus.						□					
39	*Cardium vasoevitschi* Koles.						□					
40	*Cardium ingratum* Koles.					□						
41	*Cardium* aff. *ingratum* Koles. var. *firma* Koles.						□	◐				
42	*Cardium ustjurtense* Andrus.		△			□	◐					
43	*Cardium bajarunasi* Koles.			□								
44	*Cardium loweni* Nordm.					□		□				
45	*Cardium nefandum* Koles.					□						
46	*Cardium* cf. *michailovi* Toula						□					
47	*Cardium desperatum* Koles.				□	△	□					
48	*Cardium praefischerianum* Koles.			□	○							
49	*Cardium* cf. *subffitoni* Andrus.						□	△				
50	*Cardium pseudosemisulcatum* Andrus.					□	△					
51	*Cardium pseudofischerianum* Sinz.						△					
52	*Cardium obsoletiformis* Koles.			□	□	□		△				
53	*Cardium* cf. *gatuevi* Koles.					□						
54	*Cardium vindobonense* (Partsch) Lask.		△									
55	*Cardium obsoletum* Eichw.				△	□	△					
56	*Barbotella* cf. *hoernesi* Barb.					△						
57	*Barbotella intermedia* Rod. et Pavl.					□						
58	*Barbotella* cf. *grossocostata* Rod. et Pavl.					△						
59	*Mohrensternia angulata* Eichw.	□										
60	*Mohrensternia inflata* Andrz.	□			△	△	□					
61	*Mohrensternia sarmatica* Friedb.		△				□					
62	*Hydrobia* cf. *uiratamensis* Koles.		△			□						
63	*Hydrobia soceni* Jek.						□					
64	*Hydrobia* cf. *subsuturata* Jek.					△						
65	*Hydrobia frauenfeldi* M. Hoern.		○	△	△		△					
66	*Melanopsis* cf. *aciculare* Fer.						□					
67	*Melanopsis soceni* Jek.						□					
68	*Valvata moesiensis* Jek.					□						
69	*Valvata simplex* Fuchs.					□						
70	*Valvata carasiensis* Jek.					△						
71	*Cerithium comperei* d'Orb.		△			○	○					
72	*Cerithium rubiginosum* (Eichw.)		△			□	△					
73	*Pirenella disjuncta* (Sow.)					□	△					
74	*Gibbula rolandiana* (d'Orb.)			□								
75	*Calliostoma marginata* (Eichw.)		□			△						
76	*Calliostoma* cf. *soceni* Jek.		□			□						
77	*Calliostoma quadristriata* (Dub.)		□			△						
78	*Calliostoma trilineata* (Sim. et. B.)					□						
79	*Calliostoma sarmatica* (Eichw.)					△						
80	*Calliostoma* cf. *moesiacense* Jek.					□						
81	*Calliostoma woronzowii* (d'Orb.)					○						
82	*Calliostoma* cf. *podolica* (Dub.)					□						
83	*Calliostoma* cf. *sarmatoanceps* (Sinz.)					△						
84	*Calliostoma marginatosinzowi* (Koles.)					□						
85	*Calliostoma tschebricensis* (Koles.)					□						
86	*Ocenebra* cf. *striata* (Eichw.)					◐						Remaniată
87	*Pseudamnicola tholosa* Jek.						□					
88	*Pseudamnicola sarmatica* Jek.		□									
89	*Adeorbis margaritoideus* Sinz.					◐						
90	*Giraulus solencëides* Lör.		◐				□					
91	*Dorsanum duplicatum* (Sow.)					△	△					
92	*Dorsanum corbianum* (d'Orb.)					□						
93	*Dorsanum elegans* (Sim. et. B.)					□						
94	*Dorsanum pseudoduplicatum* (Sim. et. B.)					□						
95	*Dorsanum dissitum* (Dub.)					△						
96	*Dorsanum repuerasco* (Koles.)							□				
97	*Bulla okeni* Eichw.						□					
98	*Bulla lajonkaireana* Bast.		△		△	△	△					

LEGENDA

FRECVENȚA

○ Foarte frecvent
△ Frecvent
□ Rar
◐ Foarte rar

— complexul argilos-grezos, cu o stratificație caracteristică (denumită succesiune pararitmică, M a c a r o v i c i și colab., 1967) (fig. 2).

Toate văile care secționează depozitele sarmațiene oferă posibilitatea cercetării complexului pelitic sau a unei părți din acesta, dar o faună bogată nu am detectat pînă în prezent decît pe profilele din sectorul nordic al regiunii.

Astfel, pe profilul continuu de circa 300 m lungime de pe pîrîul Șipoțelul, descris în ansamblu mai înainte, s-a constatat că depozitele marnoase-argiloase fine, situate peste cele ale nivelului „A", conțin o bogată faună de moluște cantonată în străturețe subțiri, lentiliforme. S-au observat și fragmente de plante incarbonizate.

Deși fosilele nu sînt bine păstrate, necesitînd o preparare migăloasă, s-au putut determina totuși numeroase specii pe baza cărora a fost posibilă repartizarea faunei respective la cîteva nivele (B-F) (tabelul nr. 1).

N i v e l u l „B", situat imediat peste pachetul de strate atribuit de noi volhinianului superior (nivelul „A"), conține o asociație de moluște cu caractere ce îl apropie mai curînd de sarmațianul inferior. Am atribuit totuși nivelul respectiv bessarabianului pe baza cîtorva forme de cardiacee, care în mod obișnuit nu se întîlnesc în volhinian: *Cardium praefischerianum* Koles., *C. obsoletiformis* Koles. Alături de acestea se mai întîlnesc: *Cardium bajarunasi* Koles., *C.* aff. *quadripartitum* Koles., *Cryptomactra pes-anseris* Andrus. (un singur exemplar mic), *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Irus gregarius* (Partsch), *Donax* sp., *Ervilia* sp., *Mohrensternia inflata* Andrz., *Mohrensternia* sp., *Gibbula rolandiana* (d'Orb.), *Bulla* sp., *Hydrobia frauenfeldi* (M. Hoern.).

Grosimea aparentă a nivelului „B" este de circa 40 m.

N i v e l u l „C" se caracterizează prin prezența masivă a speciei *Cryptomactra pes-anseris* Andrus., cu care se asociază: *Cardium desperatum* Koles., *C. obsoletum* Eichw., *Cardium* sp., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Irus* cf. *aksajikus* (Bog.), *I. gregarius* (Partsch), *Bulla lajonkaireana* Bast., *Calliostoma* sp., *Hydrobia* sp.

Nivelul cu *Cryptomactra pes-anseris* este cunoscut și în profilul oferit de valea Rîmnicului, unde a fost semnalat pentru prima dată de către E m i l i a S a u l e a (1956).

De asemenea, nivelul respectiv este clar dezvoltat și pe pîrîul Cremenii, dar din ultimele două profile (valea Rîmnicului și pîrîul Cremenii) nu putem semnala o asociație ca cea de pe pîrîul Șipoțelu.

Pe această ultimă vale, după circa 80 m, urmează „n i v e l u l D", în care se constată predominanța cardiaceelor și a trohidelor, alături de care se întîlnește foarte frecvent *Gastrana fragilis* L. var. *sarmatica* Koles. Iată lista fosilelor determinate de acest nivel: *Cardium fittoni* d'Orb., *C. obsoletum* Eichw., *C. desperatum* Koles., *C.* cf. *nefandum* Koles., *C.* cf. *pseudosemisulcatum* Andrus., *C. ustjurtense* Andrus., *C. loweni* Nordm., *C.* aff. *obsoletiformis* Koles., *C.* cf. *gatuevi* Koles., *C. ingratum* Koles., *Cardium* sp., *Gastrana fragilis* L. var. *sarmatica* Koles., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Musculus* sp., *Donax lucidus* Eichw., *Irus naviculatus* (R. Hoern.), *Irus* sp., *Valvata* cf. *moesiensis* Jek., *V. simplex* Fuchs, *V. carasiensis* Jek., *Bulla lajonkaireana* Bast., *Cerithium comerei* d'Orb., *Calliostoma* aff. *marginata* (Eichw.), *C.* cf. *soceni* Jek., *C. trilineata* (Sim. et B.). *C. quadristriata* (Dub.), *C.* cf. *moesiacense* Jek., *C. sar-*

matica (Eichw.), *Calliostoma* sp., *Mohrensternia inflata* Andrz., *Adeorbis margaritoideus* (Sinz.), *Hydrobia* cf. *subsuturata* Jek., *H. uiratamensis* Koles., *Hydrobia* sp.

Aceluiaşi nivel „D" i-am atribuit şi fauna de pe pîrîul Herăstrău. Aici, într-o deschidere cvasicontinuă de circa 120 m lungime apar marne albăstrui nestratificate, marne cenuşii-vineţii-oliv, marne nisipoase, nisipuri consolidate, bancuri grezoase cu o grosime de pînă la 0,6—0,8 m, după care spre partea superioară a succesiunii se dispune un pachet marnos-argilos cu numeroase intercalaţii subţiri de gresii gălbui-ruginii cu o stratificaţie fină.

Un banc conglomeratic gros de 0,3—0,5 m este încorporat într-un strat marnos cu numeroase concreţiuni calcaroase.

De sub acest banc conglomeratic, precum şi din alte puncte ale deschiderii sus-menţionate, s-a recoltat o faună de moluşte în cadrul căruia predomină trohidele de talie mare.

Fosilele sînt adesea turtite, fapt ce denotă că după încorporarea în rocă acestea au fost supuse unor puternice presiuni.

Dintre numeroasele exemplare recoltate din acest afloriment am determinat: *Cardium* cf. *quadristriatus* Koles., *C. obliquoobsoletum* Koles. var. *armavirensis* Koles., *C.* cf. *ingratum* Koles. var. *firma* Koles., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Ervilia dissita* Eichw. var. *andrusovi* Koles., *Irus gregarius* (Partsch), *I. vitalianus* d'Orb., *Congeria* sp., *Ocenebra* cf. *striata* (remaniat), *Dorsanum duplicatum* (Sow.), *D. corbianum* (d'Orb.), *D. pseudoduplicatum* (d'Orb.), *D. dissitum* (d'Orb.), *Calliostoma* cf. *podolica* (Dub.), *C. sarmatoanceps* (Sinz.), *C. marginatosinzovi* (Koles.), *C. tschebricensis* Sinz. var. *simplex* Usp., *Calliostoma* sp., *Barbotella hoernesi* (Barb.), *Barbotella* cf. *grossocostata* Rod. et Pavl., *Cerithium rubiginosum* (Eichw.), *Ceritium* sp., *Bulla* sp., *Hydrobia* sp.

Cîţiva kilometri mai spre nord, pe drumul de culme Andreiaşu de Sus — Titila — Hotaru, din marne nisipoase şi nisipuri fine gălbui-cenuşii au fost determinate: *Cardium* sp., *Cryptomactra* sp., *Irus gregarius* (Partsch), *Calliostoma woronzowii* (d'Orb.), *C. quadristriata* (Dub.), *Dorsanum elegans* (Sim. et B.), *Barbotella intermedia* Rod. et. Pavl., briozoare.

Nivelul „D" conţine, după cum uşor se constată, cea mai înfloritoare faună din bessarabian şi chiar din întregul sarmaţian. Într-un facies cu depozite argiloase-marnoase, cum este cel de pe pîrîul Şipoţelu, cardiaceele ating maximum dezvoltării şi diversificării lor, gasteropodele jucînd un rol secundar. În schimb, faciesul mai grosier de pe pîrîul Herăstrău relevă forme mari, cu cochilia groasă, de trohide şi buccinide, de data aceasta lamelibranhiatele (în speţă cardiaceele) fiind în minoritate.

Grosimea aparentă a nivelului „D" este de circa 50 m.

Către partea superioară a complexului pelitic se interpun alte cîteva nivele fosilifere, în care criptomactrele devin tot mai rare, dar în schimb ajung să predomine specii ale genului *Irus*, altăuri de cardiacee caracteristice bessarabianului mediu.

Toate aceste depozite le-am grupat în nivelul „E", din care citäm: *Cardium obsoletum* Eichw., *C. desperatum* Koles., *C.* cf. *vassoevitschi* Koles., *C.* aff. *pseudosemisulcatum* Andrus., *C.* cf. *subfittoni* Andrus., *C. quadripartitum* Koles., *C. quadripartitum* Koles. var. *protractiformis* Andrus.,

C. pseudofischerianum Sinz., *C.* cf. *michailovi* Toula, *Cardium* sp., *Musculus* aff. *multicostatus* (Gat.), *M. sarmaticus* (Gat.), *M. subpapilio* (Gat.), *Musculus naviculoides* Dub., *Modiolus* sp., *Mactra* sp., *Cryptomactra* sp., *Gastrana fragilis* L. var. *sarmatica* Koles., *Irus gregarius* (Partsch), *I. naviculatus* (R. Hoern.), *I. vitalianus* (d'Orb.), *Irus* sp., *Mohrensternia inflata* (Andrz.), *M. sarmatica* (Friedb.), *Bulla lajonkaireana* Bast., *B. okeni* Eichw., *Giraulus solenoides* (Lör.), *Pseudamnicola tholosa* Jek., *Hydrobia frauenfeldi* M. Hoern., *H. soceni* Jek.

Acest ultim nivel (E) al complexului pelitic mai comportă o caracteristică, și anume : pe pîrîul Cremenei și pîrîul Păcuri (afluent al Rîmnicelului) apar bancuri de conglomerate separate de depozitele marnoase-argiloase prin plane de falii probate printre altele și de manifestări de hidrocarburi, izvoare sărate și sulfuroase. Mai amănunțit am cercetat conglomeratele de pe pîrîul Cremenei. Acestea sînt poligene, cu elemente de cuarțite divers colorate, roci verzi, calcare, gresii dure cuarțitice etc., diametrele mergînd pînă la 25 cm, și alternează cu mai multe nivele de brecii în care se remarcă o faună reprezentată în special prin congerii și gasteropode.

Dintre acestea am determinat : *Congeria moldavica* Sim.et B. (foarte frecvent), *C. simulans* Brus., *Pirenella* sp., *Dorsanum* sp., *Calliostoma* sp.

Pe pîrîul Păcuri, la circa 250—300 m amonte de contactul tectonic al șlirului miocen mediu cu depozitele sarmațiene, apare o zonă de izvoare sărate și sulfuroase, zonă în care se dispun mai multe bancuri de conglomerate poligene și microconglomerate, ultimele incluzînd următoarele forme fosile : *Cardium* aff. *ustjurtense* Andrus. (fragment), *Congeria moldavica* Sim. et B., *C.* cf. *homoplatoides* Andrus., *Congeria* sp., *Pirenella disjuncta* (Sow.), *Ceritium rubiginosum* Eichw., *C. comperei* d'Orb. *Melanopsis* cf. *acicularis* Ferr., *M. soceni* Jek., *Dorsanum duplicatum* (Sow.).

În cele două locuri sus-menționate, în care apar bancurile de conglomerate, brecii și microconglomerate, congeriile participă într-un număr impresionant de mare la alcătuirea rocilor respective, manifestînd în același timp o extrem de mare variabilitate morfologică.

O frecvență destul de mare o au și ceritidele.

În ceea ce privește specia *Congeria moldavica*, se pare că aceasta s-a bucurat în timpul bessarabianului de un larg areal de expansiune. Ea este citată de altfel și de R. Ciocîrdel (1950) pe valea Putnei, ca și în R.S.S. Moldovenească (A.G. Eberzin, 1951). Recent, L. A. Neveskaia (1967) stabilește pentru R.S.S. Moldovenească cîteva episoade de îndulcire și retragere parțială a apelor sarmațianului mediu, bazîndu-se pe existența a mai multor nivele cu *Congeria*.

În ceea ce privește regiunea de care ne ocupăm, nu putem admite că la nivelul bancurilor cu congerii și ceritide s-a produs o îndulcire accentuată, în mod brusc, după care s-a revenit la condițiile de mediu anterioare depunerii conglomeratelor. Este posibil, mai degrabă, ca la momentul respectiv să fi apărut împrejurări favorabile care au condus la formarea conglomeratelor, o viitură, de exemplu, cu un considerabil aport de material grosier. Concomitent au fost aduse la locul actual de apariție cochiliile de congerii și ceritide care prezintă evidente urme de transport. Desigur, zona de aport nu a fost prea îndepărtată, ținînd cont de dimensiunile mari ale

elementelor conglomeratelor şi de faptul că numeroase cochilii nu au fost deteriorate.

Grosimea nivelului „E" poate fi estimată la circa 80—85 m.

COMPLEXUL ARGILOS-GREZOS

Peste nivelul „E" al complexului pelitic, descris anterior, în toate profilele cercetate se constată o schimbare accentuată atît în ce priveşte compoziţia granulometrică a depozitelor, cît şi stratificaţia acestora.

Alcătuirea litologică a acestui complex nu mai este atît de monotonă ca cea a complexului pelitic; participă argile şi argile marnoase deseori foarte nisipoase, bine stratificate, divers colorate, în alternanţă strînsă cu gresii în plachete sau bancuri grezoase-calcaroase, care pot atinge uneori grosimi de 3—4 m.

Complexul argilos-grezos este mult mai sărac în fosile. Este momentul cînd se constată stingerea majorităţii genurilor şi speciilor de moluşte ce constituiau atît de bogata faună din bessarabianul mediu (tabelul nr. 1).

Am deosebit totuşi două nivele în cadrul sus-numitului complex:

— nivelul „A", care mai poate fi întrucîtva individualizat din punct de vedere al conţinutului faunistic şi unde mactrele nu sînt încă preponderente.

— nivelul „B" în general mai slab individualizat, se caracterizează prin prezenţa a două specii de *Mactra*: *Mactra fabreana* d'Orb. şi *M. pallasii* Baily, ultima întîlnindu-se şi în sarmaţianul superior.

Revenind la nivelul „A", putem menţiona o asociaţie faunistică determinată în baza acestuia, pe pîrîul Cremenei: *Cardium loweni* Nordm., *C. obsoletiformis* Koles., *C. subfittoni* Andrus., *Cardium* sp., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Ervilia dissita* Eichw., *Mactra* cf. *tapesoides* Sinz., *M. podolica* Eichw., *M.* cf. *korobkowi* M. Tudor, *M.* cf. *subvitaliana* Koles., *Dorsanum repuerasco* Koles., *Hydrobia* sp.

Grosimea întregului complex argilos-grezos pare să fie destul de variabilă: 180 m (nordul regiunii), 220 m (pe Rîmnic).

SARMAŢIANUL SUPERIOR (KERSONIANUL)

Depozitele kersoniene urmează aparent în continuitate de sedimentare faţă de cele ale sarmaţianului mediu. În arealul cuprins între Milcov şi Rîmnic se constată că depozitele sarmaţianului superior sînt alcătuite spre limita cu cele bessarabiene dintr-o alternanţă de strate argiloase şi grezoase, cu acelaşi aspect „flişoid". Dar aportul detritic grosier devine rapid precumpănitor spre mijlocul seriei, fapt tradus prin prezenţa tot mai frecventă a numeroase bancuri grezoase, uneori chiar nisipoase.

Concomitent, ponderea fracţiunii pelitice se reduce. Se menţine în continuare aspectul de sedimentare pararitmică, cu precizarea că ritmurile sînt mult mai mari.

În partea inferioară a kersonianului denumit de noi „grezos" abundă formele de *Mactra crassicolis* Sinz., *M. bulgarica* Toula var. *elongata* Mac., *M. pallasii* Baily.

În schimb, către partea superioară a seriei, în general grezoasă, a kersonianului, se remarcă prezența cîtorva bancuri de gresii calcaroase lumașelice.

Această ultimă parte a sarmațianului astfel individualizată („kersonian calcaros") furnizează o bogată asociație de mactre, în afară de care se mai întîlnesc sporadic mici forme de pirenele.

Din diferite puncte ale zonei cercetate citățm : *Mactra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz., *M. bulgarica* Toula var. *elongata* Mac., *M. bulgarica* Toula var. *bisocensis* Sim. et B., *M. intermedia* Mac., *M. bulgarica* Toula, *M. orbiculata* Mac., *M.* cf. *alata* Mac., *Pirenella* sp.

Grosimea totală a depozitelor kersoniene o estimăm la circa 250 m.

Limita superioară a kersonianului a fost trasată acolo unde după dispariția mactrelor s-au întîlnit bancurile conglomeratice poligene și gresiile dure andezitice considerate ca formînd baza meoțianului.

Pe Rîmnic, limita sarmațian-meoțian poate fi marcată de prezența unor intercalații de argile pătate, roșii-violacee sau verzui-oliv, cu fructificații de caracee, după care imediat urmează intercalațiile grezoase cu numeroase congerii mici, carenate și apoi nivelul cu *Unio subatavus*. Tot pe Rîmnic se constată că unele mactre mici trec și în baza meoțianului, fapt menționat pentru prima dată de N. Macarovici, I. C. Motaș și L. Contescu (1967).

CONCLUZII

În lucrare este pentru prima dată pusă în evidență în zona de curbură a Carpaților Orientali o bogată faună de moluște, pe baza căreia este argumentată din punct de vedere paleontologic existența celor trei subetaje ale sarmațianului.

Este caracteristică discontinuitatea răspîndirii sarmațianului inferior. Citarea, pentru prima dată, a unei asociații micropaleontologice în această zonă, în cadrul depozitelor volhinian superioare, întărește supoziția existenței acestei părți a sarmațianului inferior.

Analizînd repartiția pe verticală a formelor fosile constatăm următoarele : din cele 98 de specii de moluște (55 de specii lamelibranhiate și 43 de gasteropode), 25 sînt localizate în volhinian, dar numai 6 se află localizate strict în acest subetaj. Multe dintre speciile care aici trec și în bessarabian sînt localizate în alte regiuni numai în volhinian și eventual se întîlnesc chiar și în buglovian (zona subcarpatică dintre Rîmnic și Dîmbovița, Platforma Moldovenească, Podolia etc.).

Faptul în sine se pare că stă în strînsă dependență de condițiile faciale care predomină într-un loc sau altul la un moment dat. Astfel, condiții faciale asemănătoare favorizează persistența unor specii pe o perioadă mai îndelungată de timp.

Exemplificînd, în regiunea studiată se constată existența unor caractere faciale asemănătoare pentru depozitele volhiniene și bessara-

biene inferioare, cînd predomină faciesurile pelitice (astfel trec din volhinian în bessarabian : *Irus aksajikus*, *Mohrensternia inflata*, *M. sarmatica*, *Modiolus incrassatus* etc.).

Din cele 85 de specii bessarabiene, 65 sînt localizate numai în acest subetaj. Avînd în vedere creşterea bruscă a numărului de specii în bessarabian, se poate presupune că în zona dintre Milcov şi Rîmnic volhinianul a constituit o lungă perioadă de adaptare a faunei sarmaţiene, faună care-şi găseşte în timpul sarmaţianului mediu condiţiile optime de dezvoltare. Dar aceste condiţii optime de dezvoltare nu vor ţine prea mult timp, întrucît la un moment dat, în bessarabian, se constată trecerea de la o sedimentare liniştită, la una în care apar unele trăsături caracteristice sedimentării de tip fliş—acea sedimentare pararitmi că.

O dată cu aceasta, majoritatea moluştelor îşi încheie existenţa. Doar mactrele, care probabil la nivelul bessarabianului mediu nu erau încă specializate, se perpetuează, ajungînd ca unele din ele să aibă o dezvoltare înfloritoare, mai ales în kersonianul superior.

În faciesul de ţărm al acestui subetaj se acumulează cantităţi impresionante de cochilii de mactre, dînd calcarele lumaşelice atît de cunoscute la finele sarmaţianului.

Un alt aspect care a fost prins în lucrare se referă la asociaţia faunei cu *Cryptomactra*. Deja semnalată anterior pe Rîmnic (Emilia Saulea, 1956; N. Macarovici şi colab., 1967), noi am identificat această formă conducătoare pentru faciesurile pelitice ale bessarabianului inferior şi în zona rîului Milcov.

După primele apariţii timide din partea bazală a bessarabianului, *Cryptomactra* ajunge rapid să dea nivelul caracteristic prin prezenţa sa masivă, pentru ca apoi să scadă din nou ca frecvenţă spre partea mediană a aceluiaşi subetaj.

Valoarea acestei forme este pusă în evidenţă şi de larga sa răspîndire areală : Bazinul Transilvaniei, Depresiunea Getică, Depresiunea Precarpatică, R. S. S. Moldovenească, Kerci, Taman, Precaucaz, Abhazia (tabelul nr. 2).

Precizăm însă că prin conţinutul şi caracterele sale, fauna cu *Cryptomactra* din zona cercetată prezintă considerabile afinităţi cu fauna asemănătoare din regiunile precaucaziene (ideea a fost enunţată şi de Emilia Saulea, 1956).

În schimb, acolo unde datorită faciesului schimbat *Cryptomactra* nu apare sau este sporadică, afinităţile asociaţiilor de moluşte converg spre zonele de platformă (Moldova, R. S. S. Moldovenească etc.).

Analizînd repartiţia pe orizonturi a faunei bessarabiene, se constată că numărul maxim de specii (52) este localizat în nivelul „D" al complexului pelitic; în schimb, în complexul argilos-grezos numărul acestora se reduce la 12.

În fine, mai pot fi desprinse pe baza materialului faunistic şi al observaţiilor de teren cîteva concluzii privitoare la paleogeografia regiunii.

În zona Rîmnic—Milcov, deocamdată nu putem proba cu nimic eventuala transgresiune a unuia sau altuia dintre termenii sarmaţianului. Se ştie însă că la sud de Rîmnic bessarabianul este transgresiv (la Bisoca de exemplu).

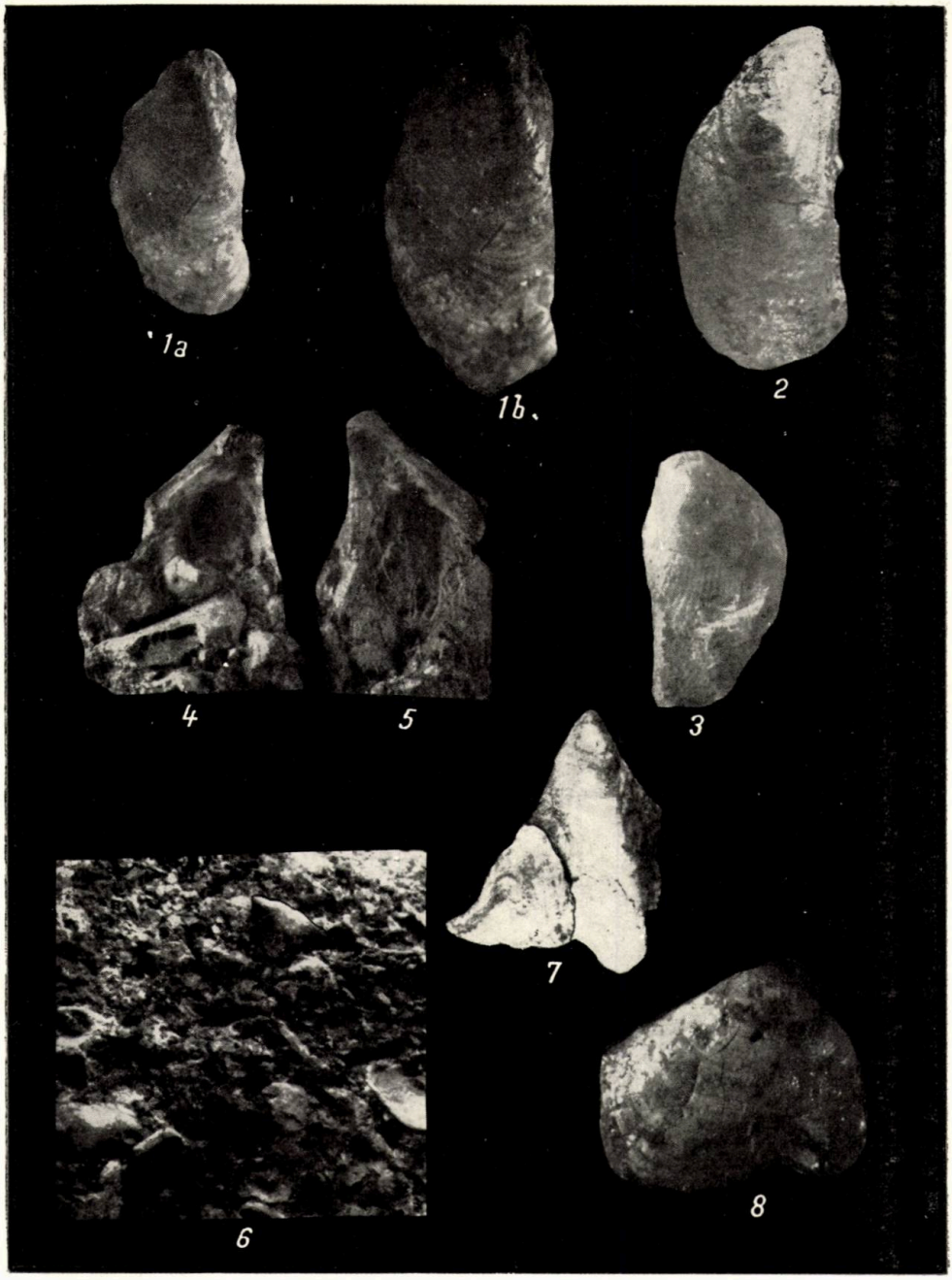


Fig. 1 a-b și 2. — *Modiolus incrassatus* d'Orb., valea Șipoțelu.
Fig. 3. — *Musculus sarmaticus* (Gat.), valea Șipoțelu.
Fig. 4, 5, 7 — *Congeria moldavica* Sim. et B., pîrîul Cremenei.
Fig. 6. — *Congeria homoplatoides* Andrus., valea Păcuri — Rîmnicelu.
Fig. 8. — *Gastrana fragilis* L. var. *sarmatica* Koles., valea Șipoțelu.

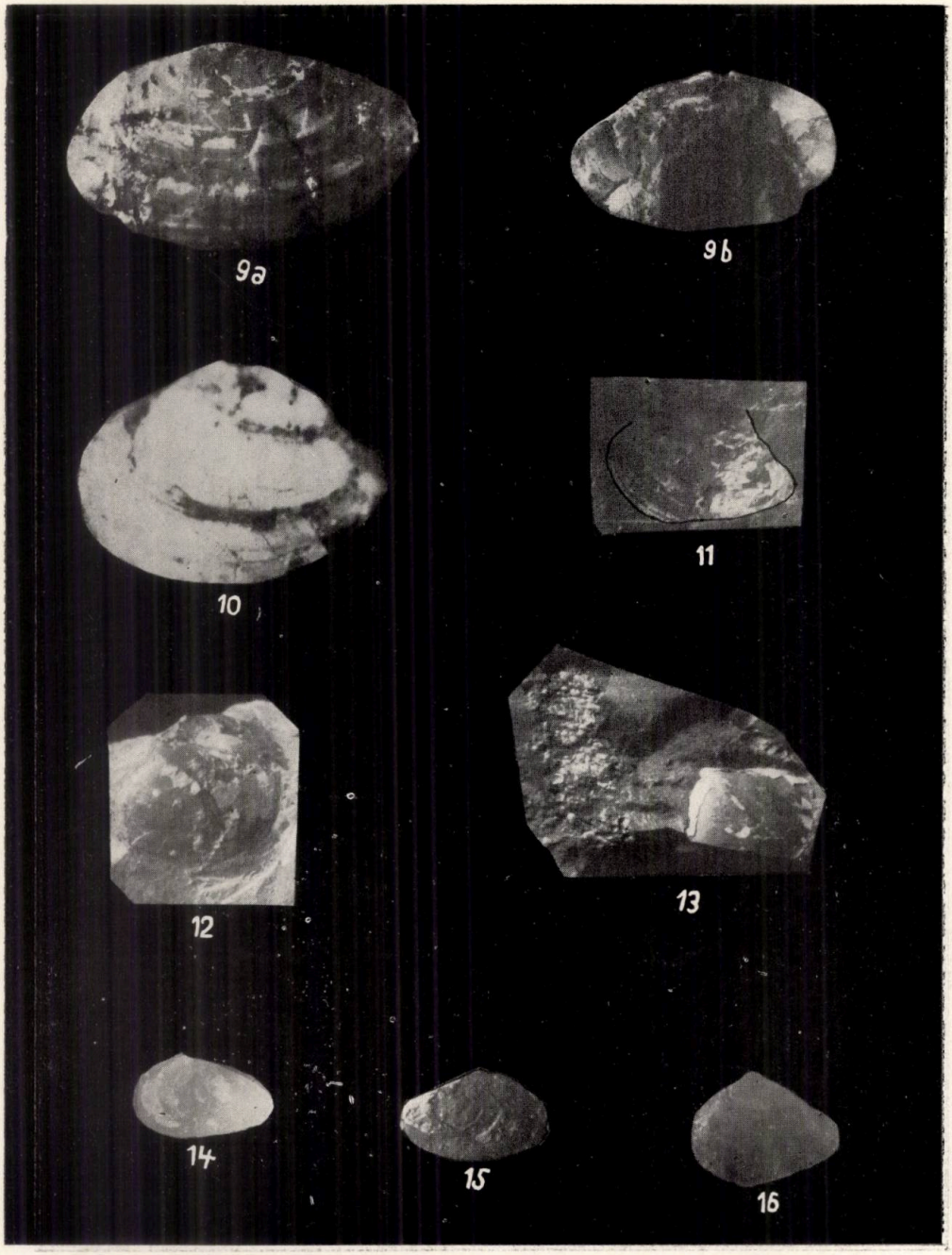


Fig. 9 a-b. — *Donax lucidus* Eichw., valea Șipoțelu.
Fig. 10. — *Gastrana fragilis* L. var. *sarmatica* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 11. — *Abra reflexa* Eichw., pîrîul Sărei, Andreiașu.
Fig. 12. — *Mactra* cf. *eichwaldi* Lask., valea Rîmnicu Sărat.
Fig. 13. — *Irus* sp. pîrîul Sărei.
Fig. 14 și 15. — *Ervilia dissita* Eichw., valea Șipoțelu.
Fig. 16. — *Ervilia dissita* Eichw. var. *andrussovi* Koles., valea Șipoțelu.

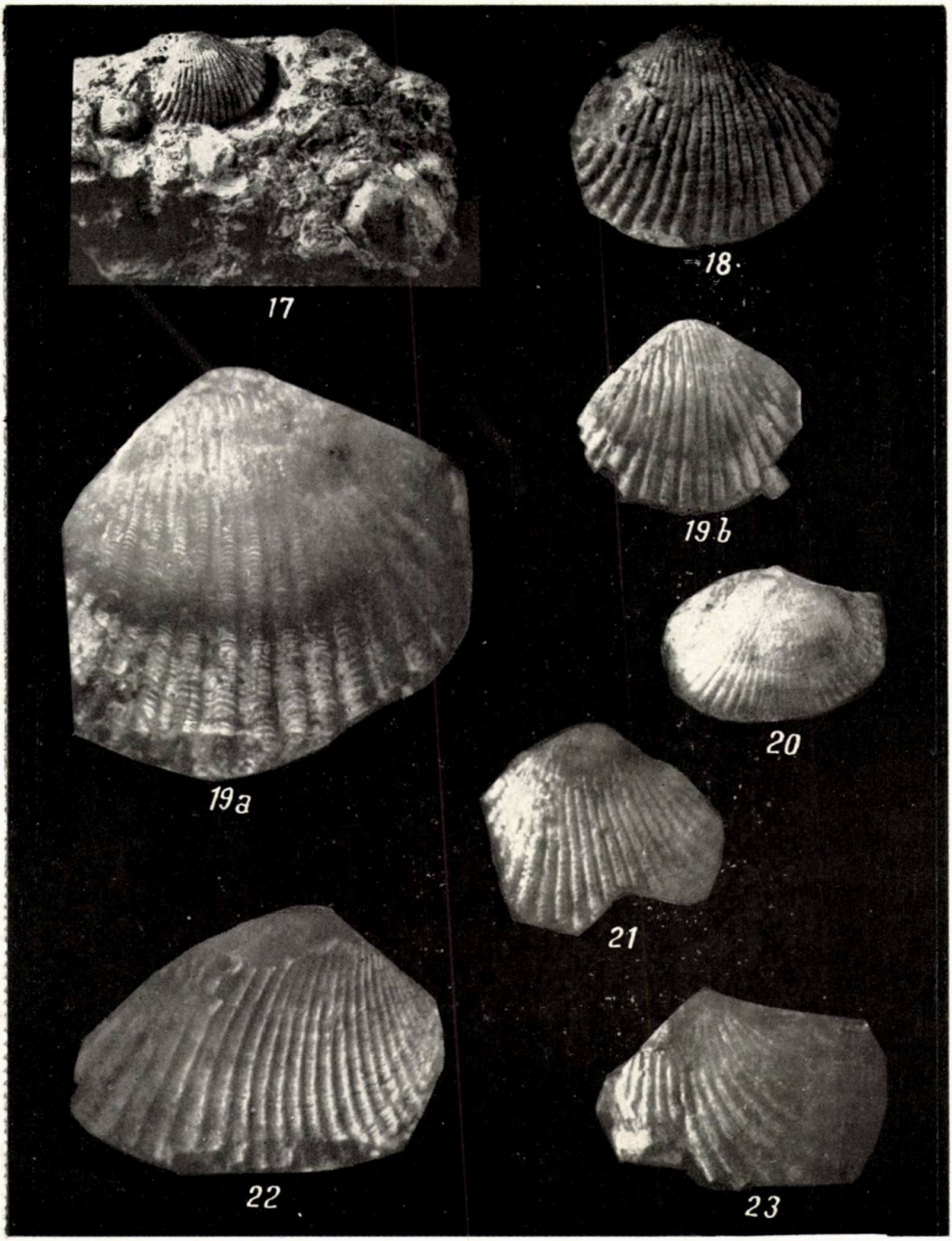


Fig. 17, 18 și 19 a-b. — *Cardium obsoletum* Eichw., valea Șipoțelu.
Fig. 20. — *Cardium desperatum* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 21. — *Cardium ustjurtense* Andrus., valea Șipoțelu.
Fig. 22. — *Cardium obsoletiformis* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 23. — *Cardium* sp. 1., valea Șipoțelu.

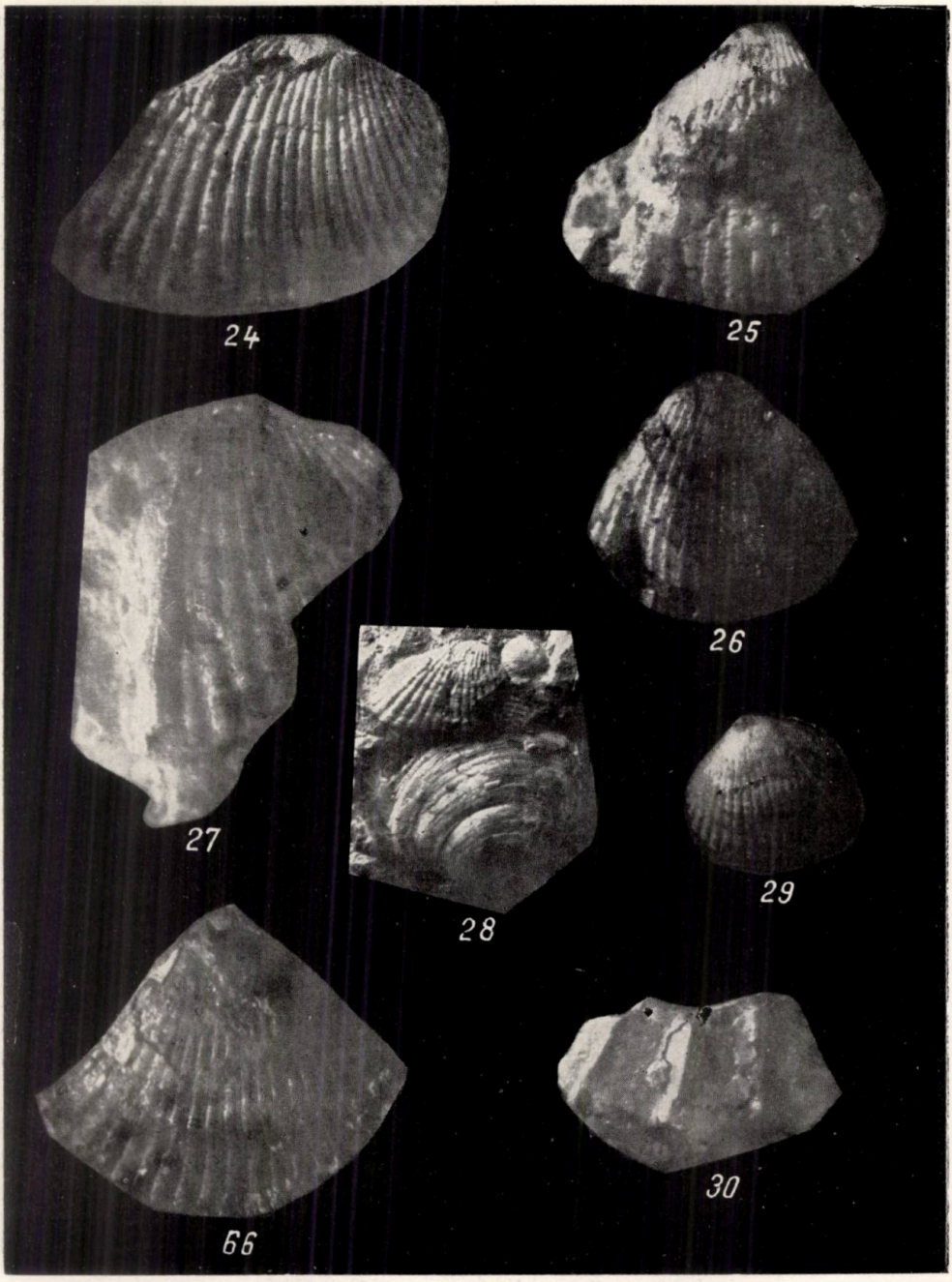


Fig. 24. — *Cardium obsoletiformis* Koles., valea Herăstrău.
Fig. 25. — *Cardium* sp., valea Șipoțelu.
Fig. 26. — *Cardium* cf. *gatuevi* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 27. — *Cardium praefischerianum* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 28. — *Cardium loweni* Nordm., pîrîul Herăstrău.
Fig. 29. — *Cardium ingratum* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 30. — *Cardium fittoni* d'Orb., valea Șipoțelu.
Fig. 66. — *Cardium* sp., valea Șipoțelu.

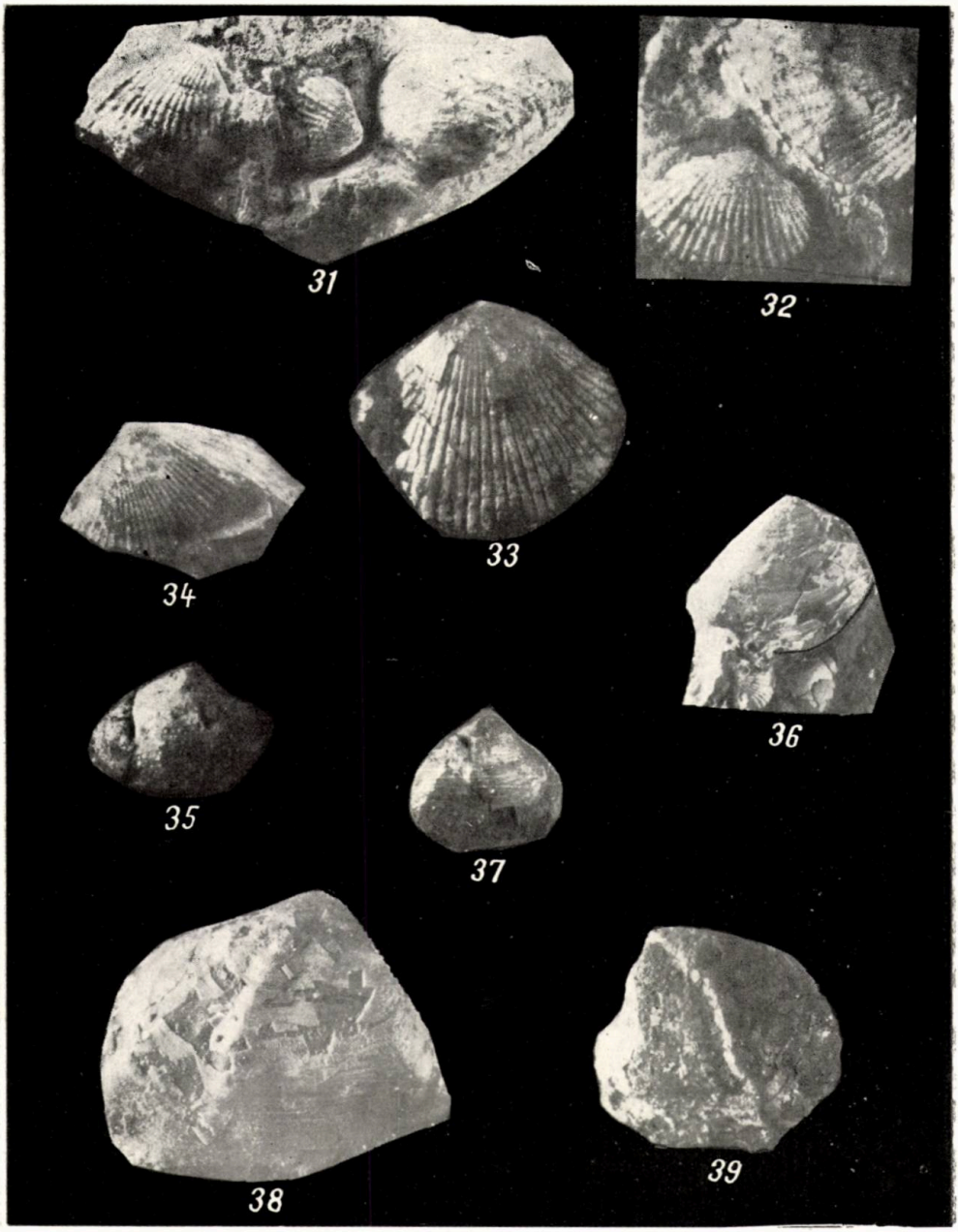


Fig. 31. — *Cardium obliquoobsoletum* Koles. var. *armavirensis* Koles., *Mactra podolica* Eichw., pîrîul Cremenei.
Fig. 32. — *Cardium* aff. *ingratum* Koles. var. *firma* Koles., pîrîul Cremenei.
Fig. 33. — *Cardium nefandum* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 34. — *Cardium quadripartitum* Koles., valea Șipoțelu.
Fig. 35. — *Ervilia dissita* Eichw., pîrîul Cremenei.
Fig. 36. — *Irus* sp., pîrîul Cremenei.
Fig. 37-39. — *Cryptomactra pes-anseris* Andrus., pîrîul Cremenei, valea Șipoțelu, valea Rîmniculuí.

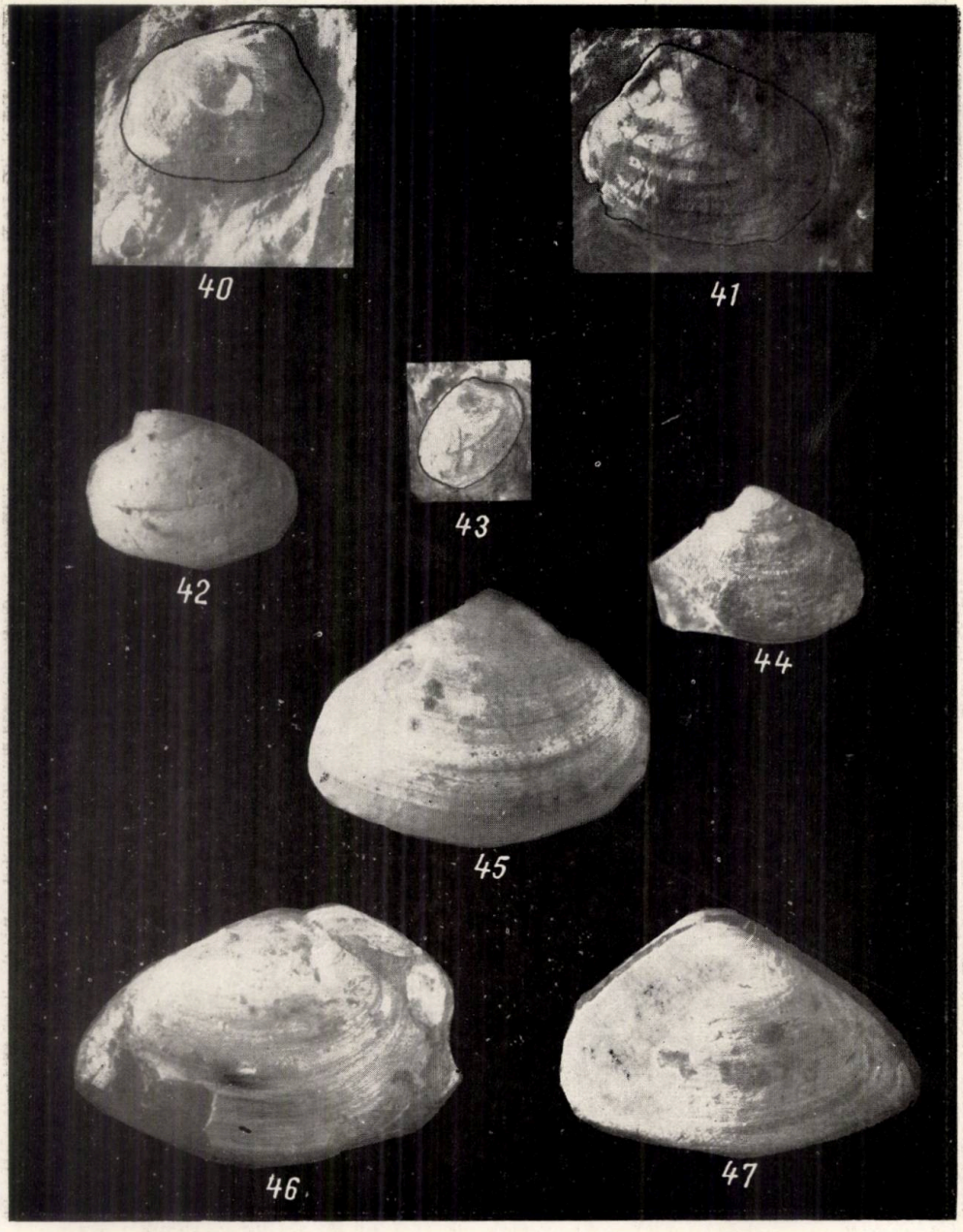


Fig. 40 și 41. — *Irus gregarius* (Partsch), valea Șipoțelu, pîrîul Cremenei.
Fig. 42. — *Ervilia* (?) *dissita* Eichw., pîrîul Herăstrău, pîrîuî Cremenei.
Fig. 43. — *Irus aksajikus* (Bog.), valea Șipoțelu.
Fig. 44. — *Gastrana* sp., pîrîul Herăstrău.
Fig. 45. — *Mactra caspia* Eichw., Valea Neagră, valea Motnău.
Fig. 46. — *Mactra subvitaliana* Koles., pîrîul Cremenei.
Fig. 47. — *Mactra intermedia* N. Mac., Valea Neagră, valea Rîmnicului.

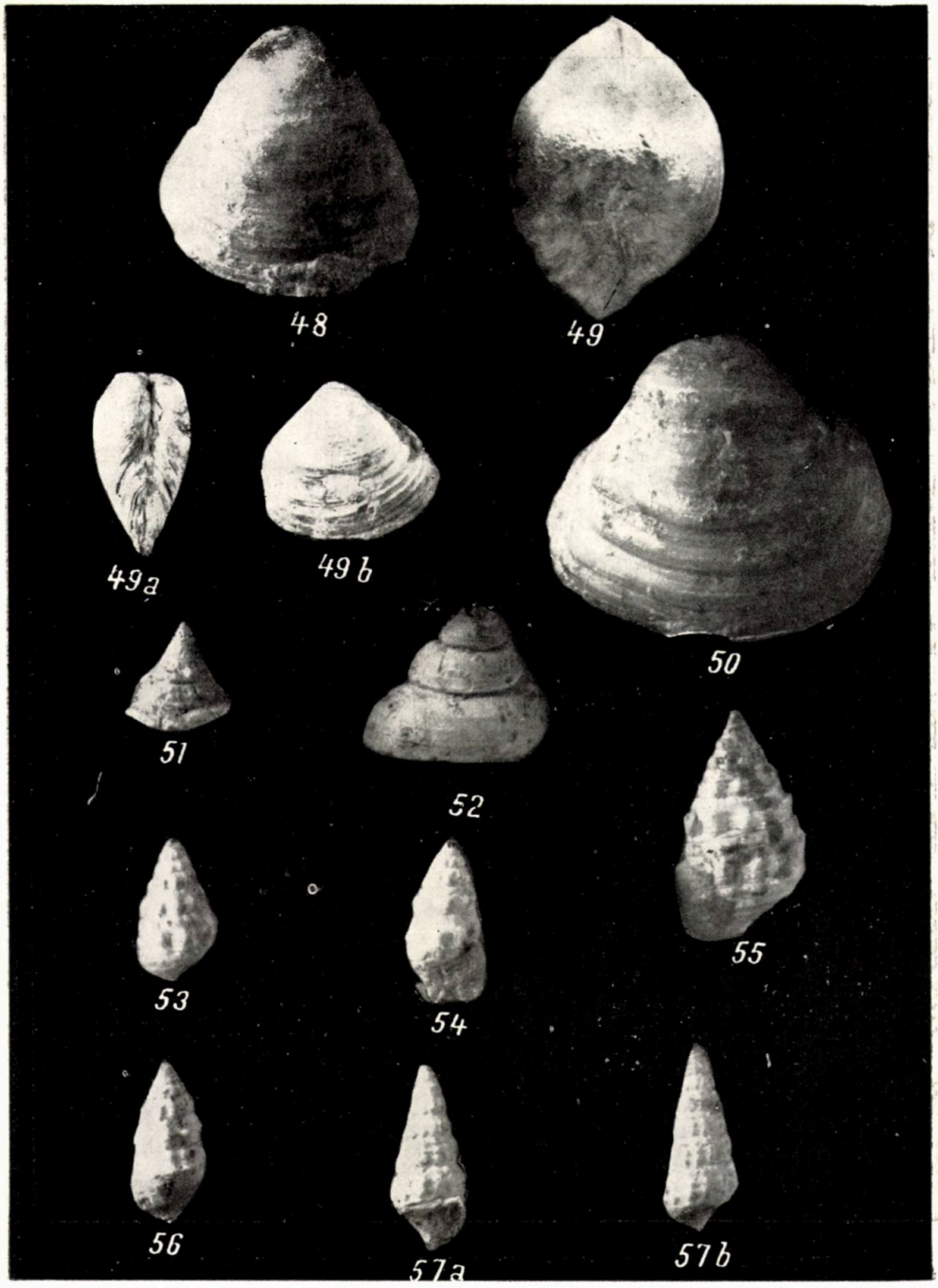


Fig. 48. — *Mactra bulgarica* Toula, valea Rîmnicu Sărat.
Fig. 49 a-b și 50. — *Mactra bulgarica* Toula var. *elongata* N. Mac., valea Rîmnicu Sărat.
Fig. 51. — *Calliostoma marginata* (Eichw.), valea Șipoțelu.
Fig. 52. — *Calliostoma quadristriata* Dub., valea Șipoțelu.
Fig. 53, 54 și 56. — *Cerithium comperei* d'Orb., valea Șipoțelu.
Fig. 55. — *Dorsanum corbianum* d'Orb., valea Șipoțelu.
Fig. 57 a-b. — *Pirenella disjuncta* Sow., valea Șipoțelu.

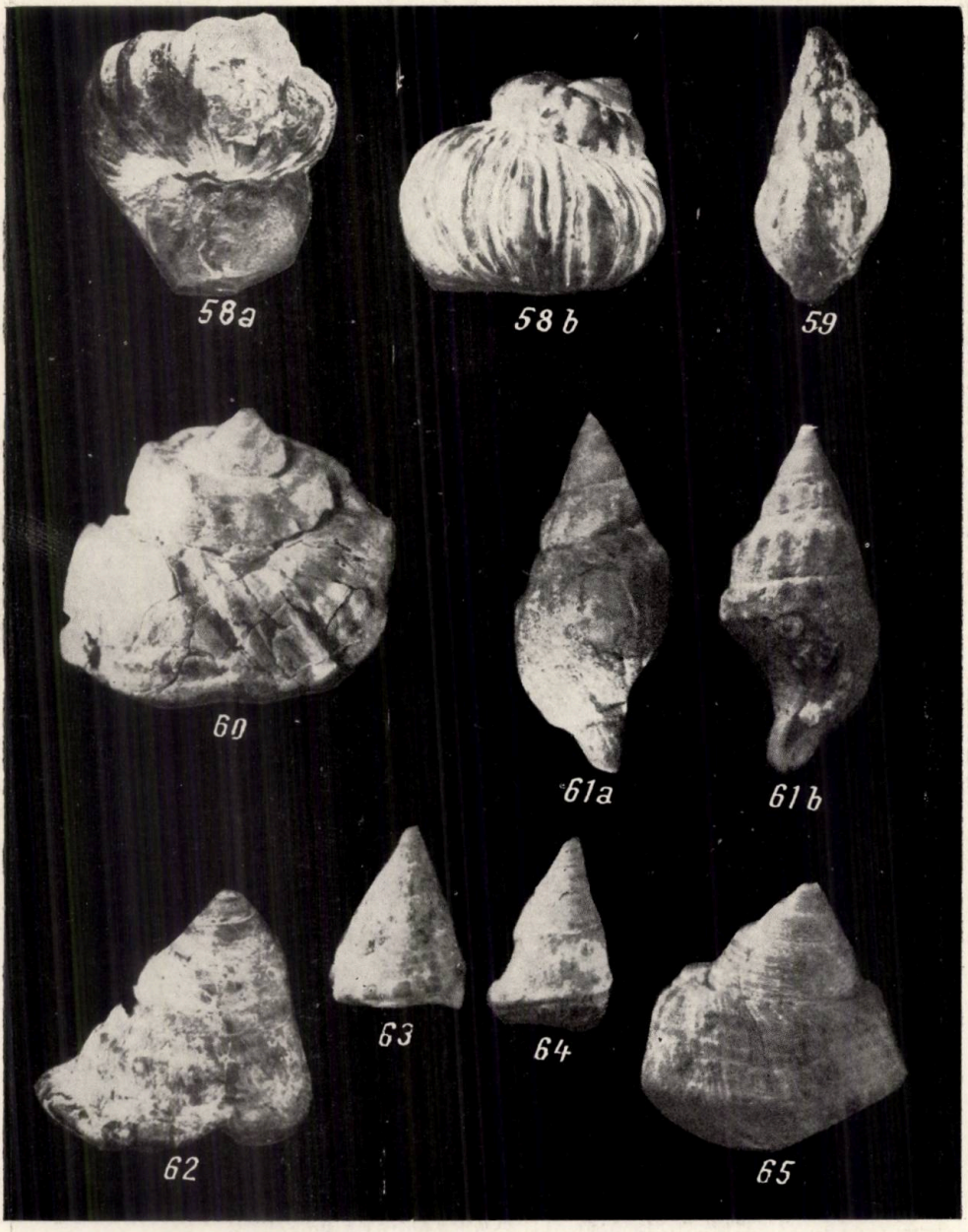


Fig. 58 a-b. — *Barbotella intermedia* Rod. et Pavl., satul Titila — Andreiașu.
Fig. 59. — *Dorsanum duplicatum* (Sow.), valea Șipoțelu.
Fig. 60. — *Barbotella hoernesi* Barb., pîrîul Herăstrău.
Fig. 61 a-b. — *Dorsanum elegans* (Sim. et B.), satul Titila — Andreiașu.
Fig. 62. — *Calliostoma marginatosinzowi* (Koles.), pîrîul Herăstrău.
Fig. 63 și 64 — *Calliostoma woronzowii* (d'Orb.), satul Titila — Andreiașu.
Fig. 65. — *Calliostoma sarmatica* (Eichw.), pîrîul Herăstrău.

Faciesul fin, pelitic, menținut tot timpul volhinianului și o bună parte din bessarabian, denotă că o lungă perioadă de timp, în acest sector, a existat o sedimentare liniștită, la o adîncime relativ constantă, netulburată prea mult de curenți, care erau probabil destul de reduși ca intensitate.

Salinitatea apelor era evident redusă, dominînd adevăratul mediu salmastru.

Este posibil ca în volhinianul inferior condițiile de viață să fi fost mai puțin favorabile. Raritatea fosilelor, fragilitatea cochiliilor probează oarecum acest fapt. Prezența șisturilor disodiliforme, a peștilor fosili contorsionați denotă chiar un mediu cu afinități euxinice.

Nu același lucru se petrece în bessarabianul inferior. Numărul mare al moluștelor bentonice (*Ervilia*, *Irus*, *Cryptomactra*, *Cardium* etc.) arată că la suprafața substratului pe care trăiau conținutul în oxigen era destul de ridicat.

Referitor la temeperatura apelor, abundența faunei de moluște, precum și prezența briozoarelor dau indicații despre existența unor ape calde.

Undeva, către mijlocul bessarabianului, se instaurează noi condiții de sedimentare. Aportul detritic grosier, în strînsă alternanță cu nivele pelitice, se menține pînă spre finele kersonianului. Este vorba de o activizare impresionantă a mișcărilor apelor datorită curenților (în primul rînd al curenților de turbiditate).

Așa după cum au arătat N. Macarovici, I. C. Motaș și L. Contescu (1967), se pare că aportul detritic grosier în bazinul sarmațian din această zonă era dirijat aproximativ de la nord spre sud, avînd ca arie sursă diferite sectoare ale Platformei Moldovenești.

În kersonianul superior, apele își reduc considerabil adîncimea. Se instalează o zonă de țărm și avem acum de-a face cu o puternică regresiune. Urmele de picături de ploaie, palmipedele, extraordinara frecvență a ripple-marksurilor, ca și abundența detritusului cochilifer al mactrelor denotă o sedimentare în condițiile unui facies litoral.

Cu acest ultim episod ia sfîrșit evoluția bazinului sarmațian din regiunea de curbură, cuprinsă între Rîmnic și Milcov.

БИОСТРАТИГРАФИЯ САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУ ДОЛИНАМИ РЕК МИЛКОВ И РЫМНИКУ-СЭРАТ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

В данной работе были описаны сарматские отложения, которые появляются между долинами рек Милков и Рымнику Сэрат.

Впервые в искривленной зоне Восточных Карпат была обнаружена богатая сарматская фауна, которая доказывает с палеонтологической точки зрения существование всех подъярусов сармата:

— Волынский подъярус = нижний сармат,

— Бессарабский подъярус = средний сармат,
— Херсонский подъярус = верхний сармат.

Нижняя часть нижнего сармата появляется прерывисто и состоит из чередования тонких мергелей и глин, содержащих солоноватоводную фауну. Здесь встречаются разные виды родов Ervilia, Abra, Mohrensternia, Irus.

В составе вышележащих отложений были выявлены следующие литологические комплексы:

— пелитовый комплекс в нижней части, соответствующий верхнему волынскому и нижнему бессарабскому;

— глинисто-песчаниковый комплекс, соответствующий верхнему бессарабскому.

На отложениях глинисто-песчаникового комплекса лежат верхнесарматские отложения, которые разделяются на две части:

— песчаниковый херсонский в нижней части,
— известняковый херсонский в верхней части.

Над отложением херсонского подъяруса лежат конгломераты меотического яруса.

Из сарматских отложений были определены 98 видов моллюсков, среди которых приблизительно 60 видов являются новыми формами для изученной области.

Можно наблюдать, что в нижних горизонтах среднесарматских отложений, молюсковая фауна достигает значительного разнообразия.

Появляются здесь многочисленные виды родов: Cardium, Irus, Mactra, Calliostoma, Dorsanum, Barbotella.

Для нижней части бессарабского характерна фаунистическая ассоциация с Cryptomactra pes-anseris Andrus, ведущая форма тонких фаций среднего сармата.

К средней части бессарабского Cryptomactra количественно редуцируются и развивается палеонтологическая ассоциация, в которой главную роль играют виды родов Cardium, Dorsanum, Calliostoma.

В высоких горизонтах среднесарматских отложений состав фауны становится значительно менее разнообразным и большая часть видов, характерных для среднесарматских, совершенно исчезает.

В данной работе устанавливается, что фауна с Cryptomactra изученной области по своему составу и характеристикам имеет значительное сходство с синхроническими фаунами Предкавказья.

Там, где, вследствие фациальных изменений, Cryptomactra появляется редко или совсем не появляется, аналогии фаунистических ассоциаций совпадают с платформенными зонами (Молдавской ССР).

В заключительной главе, на основе изученного материала, делаются палеоэкологические и палеогеографические выводы.

BIBLIOGRAFIE

Alizade K.A. (1959), *Treticinle otlojenia Azerbaidjana*, Trudî sov. po razr. unifiţ. stratigr. şkalî treticinîh otloj. Krîmsko—Kavkazskoi oblasti, AN Azerbaidjan. SSR, Baku (1955—1956).

ANDRUSOV N. (1902), *Iujnorusskie neoghenovie otlojenia* în *Izbrannie trudi*, I, p. 149, 1961, Moscova.
ATANASIU I., MACAROVICI N. (1950), *Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie (départ. de Dorohoi, de Botoșani et de Iași)*, An. Com. geol., **XXIII**.
ATHANASIU S. (1906), *Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen*, Vol. omag. P. Poni, Iași.
BODA J. (1959), *Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebratenfauna*, A. Magy. All. Földt. Int. Evk. **XLII** Kötet, *3* füzet, Budapesta.
CIOCÎRDEL R. (1950), *Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna*, Ann. Com. Geol., **XXIII**.
DUMITRESCU I. (1948), *Le Néogéne de la région Cașin — Haloș (Dép. de Bacău)*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXX** (1942).
EICHWALD E. (1853), *Lethaea rossica ou Paleontologie de la Russie*, **III**, Suttgart.
EBERZIN A.G. (1951), *Sur le facies à Congéries du Sarmatien de Bessarabie*, Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R., **LXXVII**, *5*.
FRIEDBERG W. (1911—1936), *Mollusca miocenica Poloniae, Gasteropoda* (1911—1928), **I**; *Lamellibranchiata* (1934—1936), **II**.
GILLET SUZETTE (1938), *Les Limnocardiides de quelques gisements du Sarmatien roumain*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.
— (1961), *Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe Orientale*, Rev. Géogr. phys. et de Géol. dyn., Paris, **IV**, *4*.
HOERNES M. (1856), *Die fossilen Mollusken des Tertiär—Beckens von Wien, Univalven*, Abh. k.k. geol. R.A., **I**, Viena.
— (1870), *Die fossilen Mollusken des Tertiär—Beckens von Wien, Bivalven*, Abh. k.k. geol. R.A., **II**, Viena.
IONESI BICA (1968), *Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei*, Edit. Academiei, București.
JEKELIUS E. (1944), *Sarmat und Pont von Soceni (Banat)*, Mem. Inst. Geol. Rom., **V**.
JIJCENKO V.P. (1958), *Prințipi stratigrafii i unifițirovania shemt delenia kainozoiskih otlojenii severnogo Kavkaza i smejnth oblastei*, Moscova.
KOIUMDJIEVA E.M. (1968), *Predstavitelite na rod Congeria v neoghena na severozapadna Bilgaria i tiahnata filoghenia i paleoekologhia*, Izv. na. gheol. Inst., Seria paleont., **XVII**.
KOLESNIKOV V.P. (1935), *Sarmatskie moliuski*, Paleontologhia SSSR, Leningrad, **X**, *2*.
MACAROVICI N. (1935), *Les Mactres sarmatiques de l'Est et Sud-Est de Roumanie*, Ann. sci. Univ. Jassy, **XXI**, *1—4*.
— (1955), *Cercetări geologice în sarmațianul Podișului Modovenesc*, An. Com. geol. **XXVIII**.
MACAROVICI N., PAGHIDA NATALIA (1959), *Cercetări geologice pe stînga Susiței între pîraiele Mirăoarei și Limpejoara (raionul Panciu)*, D.S. Com. geol., **XIII** (1954—1955).
MACAROVICI N., MOTAȘ C.I., CONTESCU L. (1967), *Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure des Carpates Orientales*, An. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, secțiunea II-a (șt. nat., geol. geogr.), **XIII**.
MARTINIUC C. (1948), *Contributions à la connaissance du Sarmatien entre le Sireth et les Carpathes*, Ann. sci Univ. Jassy, **XXXI**.
MATEESCU ȘT. (1927), *Cercetări geologice în partea externă a curburei sud estice a Carpaților români. Districtul Rîmnicu Sărat*, An. Inst. geol. Rom., **XII**.
MERKLIN R.L., NEVESSKAIA L.A. (1955), *Opredeliteli dvustvorciatih molliuskov miotena Turkmenii i zapadnogo Kazahstana*, Moscova.
MOISESCU GERTRUDA (1955), *Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri (R.P.R.)*, Editura Academiei, București.
MOTAȘ I. (1962), *Date noi cu privire la corelarea miocenului*, D.S. Com. geol., **XLIX**.
NEVESSKAIA L.A. (1967), *Nekotorie novie dannie ob usloviah obrazovania konghierievih sloev srednego sarmata Moldavii*, Biul. Mosk. ob-va ispît. prir., Otdel gheol., **XLII**, *6*.
NICOLESCU M. (1964), *Studiul Miocenului și Pliocenului din regiunea Cislău — Salcia — Lapoș*, Ann. Com. geol., **XXXIII**.
PANĂ IOANA (1964), *Asupra limitei Sarmațian — Meoțian din regiunea cuprinsă între valea Buzăului și afluentul său Bălăneasa*, An. Univ. București, Seria, șt. nat., geol., geogr., an. **XIII**, *2*.
PARAMONOVA N.P. (1967), *K voprosu o vozraste i faune buglovskih sloev Voltni*, Paleont. sb. Lvov *1*. *4*.
PAUCĂ M. (1932), *Le bassin néogène de Beiuș*, Ann. Inst. geol. Roum., **XVII**.
PAULIUC MARIETA (1960), *Sarmațianul și Meoțianul de la Coada Malului*, Anal. Univ. „C.I. Parhon", Seria șt. nat., geol., geogr., an. **IX** *23*.

SAULEA EMILIA (1956), *Contribuţii la stratigrafia Miocenului din Subcarpaţii Munteniei*, An. Com. geol., **XXXIX**.
SĂNDULESCU M. (1962), *Stratigrafia şi tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare — Berzunt — Oneşti*, D.S. Inst. geol., **XLVI**.
SIMOINESCU I., BARBU I.Z. (1940), *La faune sarmatienne de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., **III**.
SINZOW I. (1875), *Opisanie novîh i maloissledovannîh form rakovin iz treticinîh obrazovanii Novorossii*, St. 3, Zap. Novoross. obşc, est, Odesa, **5** *1*.
SINZOW I. (1896), *Opisanie nekotorîh vidov neogheno vîh okamenelostei naidennîh Bessarabii i v Hersonskoi guberni*, Zap. Novoross. obsc. est, Odesa, **21**, *1*.
STOICA C. (1962), *Consideraţii privind stratigrafia neogenului din Valea Buzăului*, D.S. Com. geol., **XLV** (1957—1958).
ŞTEFĂNESCU SABBA (1897), *Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie*, Lille.
TUDOR MIRA (1955), *Stratigrafia şi fauna depozitelor tortoniene şi sarmaţiene dintre Jiu şi Olteţ*, Edit. Academiei, Bucureşti.
VAHANNIA E.K., BULEIŞVLI D.A. (1959), *Stratigrafia treticinîh otlojenii Gruzii*, Trudî sov. po. razr. unifiţ. stratigr. skalî treticinîh otloj. Krîmsko—Kavkazkoi oblasti, AUN. Azerbaidjan SSR, Baku (1955—1956).
VANCEA A (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Academiei, Bucureşti.
VĂSCAUŢANU TH. (1929), *Fauna argilelor sarmatice de la Ungheni*, An. Inst. geol. Rom., **XIII**.

Primit în redacţie la 3 decembrie 1969

Institutul de geologie al
Ministerului Industriei Miniere şi
Geologiei

CORELAREA FACIESURILOR OLIGOCENULUI DIN REGIUNEA TREZNEA—BIZUȘA (NORD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI)

DE

A. RUSU

55 (05)

Lucrarea de față sintetizează rezultatele cercetărilor noastre din anii 1961—1963, rezultate completate cu date obținute în ultimul timp dintr-o regiune mai întinsă.

Avînd în vedere faptul că depozitele oligocenului superior au făcut obiectul unei alte lucrări (A. Rusu, 1969), vor fi luate în discuție doar depozitele oligocenului inferior și mediu (cuprinse între stratele de Hoia și stratele de Ilenda, inclusiv), fără a se aborda probleme de ordin geocronologic.

O paralelizare mai riguroasă a orizonturilor oligocene din Bazinul Transilvaniei impune revizuirea și precizarea profilelor tip, precum și a limitelor unor unități lito- și cronostratigrafice. În această situație am căutat să păstrăm pentru orizonturi denumirile devenite clasice și numai acolo unde acestea lipseau ne-am permis să introducem denumiri noi.

Cu ocazia întocmirii acestui material ne vedem obligați să facem și cîteva precizări privind prioritatea anumitor rezultate publicate în ultimul timp [1].

★

Cercetînd depozitele oligocene dintr-un teritoriu larg, cuprins între Treznea și Bizușa, am surprins schimbări de facies, care urmărite din aproape în aproape s-au dovedit importante pentru corelarea orizonturilor din cele două regiuni clasice: Cluj și Jibou.

[1] Într-o lucrare apărută recent în „St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie", nr.2/1969, V. Moisescu prezintă unele date și interpretări consemnate deja în rapoartele noastre pe anii 1961—1963. Menționăm că aceste rapoarte, consultate de respectivul autor, nu sînt citate în lucrare.

St. cerc. geol. geof. geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 513—525, București, 1970

Atragem atenţia că, după caracterele litofaciale ale depozitelor oligocene, în partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei se disting nu două ci trei zone (arii) de sedimentare, legate probabil de masivele cristaline învecinate. Le vom numi: zona Gilăului, zona Mezeşului şi zona Prelucii.

În cadrul fiecărei zone apar orizonturi cu caractere proprii care au primit şi denumiri diferite (tabelul nr. 1). Depozitele care repauzează pe cris-

Tabelul nr. 1

Zona Gilăului	Zona Mezeşului	Zona Prelucii
Stratele de Cetate şi de Ticu „superioare"	Stratele de Ileanda (netipice)	Stratele de Ileanda
Stratele de „Ticu inferioare"	Stratele de Creaca	Stratele de Bizuşa
Stratele de Mera	Stratele de Moigrad; Str. de Ciocmani	Stratele de Cuciulat
	Stratele de Curtuiuş	
Stratele de Hoia		Stratele de Hoia din „seria calcaroasă"

talinul Prelucii şi al Ţicăului se caracterizează prin cea mai mare uniformitate pe orizontală. Cele legate de cristalinul Gilăului, considerate tipice pentru anumite orizonturi, prezintă şi ele o oarecare constanţă. În sfîrşit, depozitele mărginite de cristalinul Mezeşului se caracterizează printr-o accentuată variaţie laterală şi reprezintă, într-un fel, o tranziţie între depozitele celorlalte două zone. Subliniem că este vorba de o trecere care se face într-un spaţiu larg, cum foarte bine remarcau O. Iliescu şi colab. (1969, p. 466) şi nu limitată la un sector restrîns, cum se considera pînă recent.

Desigur, cele trei zone de facies nu au limite tranşante şi fixe pentru toate orizonturile oligocenului, unele dintre ele păstrîndu-şi caracterele în două zone sau chiar în toate trei.

Corelarea depozitelor paleogene din regiunea Cluj şi Jibou a întîmpinat şi mai întîmpină dificultăţi din lipsa unor nivele reper care să poată fi urmărite în întregul bazin.

Faţă de ceea ce stabiliseră K. Hofmann (1879, 1883) şi A. Koch (1894) şi apoi Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956) şi I. Dumitrescu (1957), un pas înainte în această direcţie a fost dovedirea în 1962 (A. Rusu)[2] a unui echivalent al stratelor de Bizuşa

[2] A. Rusu (1962), *Raport geologic asupra depozitelor oligocenului dintre localităţile Moigrad—Var—Gîlgău—Jac*, Arh. Inst. geogr.

într-un orizont grezos cu cardiacee, urmărit un an mai tîrziu pînă la valea Ciumărnii și confirmat recent prin foraje pînă pe aliniamentul localităților Agrij — Zimbor.

Reperele stratigrafice care prezintă o mai mare garanție că sînt sincrone pe toată întinderea lor ar fi : limita superioară a stratelor de Hoia, nivelul superior cu *Scutella subtrigona* și limita dintre stratele de Bizușa, respectiv de Creaca, și stratele de Ileanda. Aceste repere sînt controlate paleontologic și devin cadrul în interiorul căruia se pot aproxima mai bine echivalențele dintre faciesuri.

Stratele de Hoia reprezintă cel mai constant orizont stratigrafic dintre cele luate în discuție.

Este cunoscut faptul că în urma apariției lucrării lui Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956), stratele de Hoia au fost desființate ca orizont stratigrafic. Menționăm că revenirea la concepția lui Hofmann și Koch, cu argumente lito- și biostratigrafice în plus, a fost făcută de noi în 1962 [3]. Punctul acesta de vedere a fost împărtășit ulterior și de V. Moisescu pentru regiunea Cluj (V. Moisescu și Gh. Popescu, 1967; V. Moisescu, 1968).

O descriere detaliată a stratelor de Hoia și a variațiilor de facies pe care le suferă în regiunea studiată a fost prezentată într-o lucrare anterioară (A. Rusu, 1968), așa că nu vom mai reveni. Ne limităm să amintim că acest orizont, predominant calcaros, cu o grosime medie de 3—4 m, conține o asociație faunistică care îl deosebește de orizonturile sub- și supraiacente. Specificul biostratigrafic al stratelor de Hoia este dat de prezența numuliților în asociație cu *Scutella subtrigona* Koch și cu o faună de moluște din care citățm : *Tympanotonos labyrinthum* (Nyst), *T. trochleare diaboli* (Brgt.), *Thericium intradentatum* (Desh), *Turritella biarritzensis* Boussac, *T. planispira* Nyst, *T. clumancensis* Boussac, *Ampullinopsis crassatina* (Lmk.), *Polinices achatensis* (de Koninck), *Babylonia caronis* (Brgt.), *Polymesoda convexa vapincana* (d'Orb.), *Callista heberti* (Desh.), *Lucina globulosa* (Lmk.), *Chlamys biarritzensis evoluens* (Cossm.), *Panope angusta* Nyst, *Pycnodonte gigantica* (Sol.). Ansamblul faunei indică un mediu marin cu salinitate normală.

Stratele de Hoia, entitate litologică în regiunea în care orizontul subiacent se dezvoltă în facies marnos (marnele de Brebi), iau parte la alcătuirea „seriei calcaroase", de la Ciocmani spre est, putînd fi distinse aici doar după conținutul fosil. Semnalăm că la partea superioară a „seriei calcaroase", am observat pe suprafețe reduse prezența unui hardground, care avertizează asupra unei posibile discontinuități (locale și de mică amploare) între stratele de Hoia și stratele de Cuciulat.

Vom prezenta orizonturile care succed stratelor de Hoia în ordine cronologică și pe zone de sedimentare, începînd cu zona Prelucii.

Stratele de Cuciulat. Folosim termenul introdus de Șt. Mateescu (1938) nu atît din considerentul enunțat de autor („înlocuiește două denumiri vechi insuficient motivate") și mai puțin pentru locul ales, unde deschiderile nu sînt dintre cele mai bune, cît pentru a sublinia dificultatea separării în aria Prelucii a două orizonturi (stratele de Curtuiuș și stratele de Ciocmani), și totodată pentru a nu crea un nume nou.

[3] *Op. cit.*, pct. 2.

În zona Preluca pot fi utilizați eventual doar termenii de „facies de Curtuiuș" și „facies de Ciocmani" pentru a desemna cele două faciesuri (în realitate sînt trei), ale aceluiași orizont, faciesuri în general suprapuse, a căror limită comună nu este nici tranșantă și nici izocronă.

Deasupra stratelor de Hoia urmează un strat subțire de marne sau calcare cu faună salmastră, apoi un pachet redus ca grosime (maximum 3 m) de depozite de apă dulce, constituit din marnocalcare fine, silicifiate, cenușii-bej, gresii cuarțitice calcaroase, cenușii, argile cenușii negricioase și cărbuni, care conțin exemplare de *Planorbis*, *Lymnaea*, *Melanoides*, *Hydrobia* etc. Succesiunea stratigrafică se continuă cu marne și argile, cu intercalații de cărbuni și cu faună salmastră (*Tympanotonos labyrinthum* (Nyst), *Pirenella plicata monilifera* (Desh.), *Pirenella galeotti* (Nyst), *Turritella biarritzensis* Boussac (formă pitică), *Ampullinopsis crassatina* (Lmk.) (formă pitică), *Cernina vapincana* (d'Orb.), *Polymesoda convexa vapincana* (d'Orb.), *Cardium transsylvanicum* Hofm etc.), apoi cu bancuri de calcare lumașelice cu ostrei (*Crassostrea* ex gr. *cyathula* (Lmk)) sau cu aceeași faună ca și în marne.

Depozitele în facies salmastru și de apă dulce descrise au fost reunite de H o f m a n n și K o c h sub numele de „strate de Curtuiuș".

Menționăm că în regiunea Letca — Bizușa, peste un prim banc de calcar cu faună marină — printre care și pecteni — mai urmează depozite de facies salmastru în alternanță cu cele marine. Dezvoltarea maximă pe verticală a faciesului salmastru (22 m grosime) are loc în regiunea Mesteacăn—Răstoci, la est de care depozitele acestui facies pierd treptat din grosime, ajungînd să măsoare la Poiana Blenchii doar 1—2 m.

În legătură cu „stratele de Ciocmani" și cu limita dintre cele două faciesuri „clasice" se remarcă inconsecvențe încă de la primii cercetători. K. H o f m a n n (1879), de exemplu, a separat sub denumirea de „strate marine superioare bogate în resturi de moluște" un orizont pe care în 1883 îl numește „stratele de Ciocmani", arătînd atunci că acesta conține și intercalații cu faună salmastră. Din profilul descris de A. K o c h (1894, p. 334) de la Perii Vadului (fostul Curtuiuș) reiese că „stratele de Curtuiuș" s-ar continua pînă la nivelul superior cu *Scutella* (singurul banc de calcare gros de mai mulți metri, cum indică autorul, aparținînd stratelor următoare). Or, în regiune există un banc (0,5—0,7 m) de calcare cu corali și cu melobesiee, situat la 3—4 m sub nivelul superior cu *Scutella*, deasupra căruia nu mai întîlnim intercalații salmastre (fig. 2).

O împărțire mai judicioasă a stratelor de Cuciulat din zona Prelucii ar fi următoarea :

— partea inferioară (facies fluvio-lacustru), reprezentată prin argile cu cărbuni, marnocalcare și gresii cu faună de apă dulce (max. 3 m grosime) ;

— partea medie (facies mixt), constînd din argile cu cărbuni și marne cu intercalații de calcare organogene cu faună salmastră sau marină ; această subdiviziune ocupă cea mai mare parte din grosimea orizontului, măsurînd pînă la 20 m ;

— partea superioară (facies marin), reprezentată prin marne, calcare bogate fosilifere și gresii calcaroase, toate în facies marin normal, dezvoltate pe 8—10 m grosime, incluzînd aici și marno-argilele care succed ultimului banc calcaros.

Peste nivelul superior cu *Scutella*, constituit din calcare în bancuri de 0,5—1 m (total 2,5—3 m), urmează un pachet de 2—2,5 m de marno-argile cenușii verzui, frecvent cu concrețiuni feruginoase, pe care unii autori (V. Lăzărescu, 1954, p.7 [4]; I. Dumitrescu, 1957) îl includ în stratele de Ciocmani, alții (M. Chiriac, și colab., 1956, p.7)[5] în stratele de Bizușa, și pentru care I. Dumitrescu (1968, p. 21) folosește denumirea „strate de Boiuț".

În lipsa macrofaunei, o analiză micropaleontologică ar putea tranșa situarea acestor marno-argile fie la stratele de Cuciulat, fie la stratele de Bizușa.

Din punct de vedere litologic ele au afinități cu depozitele subiacente și nu trebuie confundate cu argilele șistoase bituminoase, care într-o regiune mai estică (Glod — Poiana Blenchii) se dezvoltă peste ele și iau parte la alcătuirea stratelor de Bizușa.

Stratele de Cuciulat astfel delimitate corespund ca interval de timp stratelor de Mera din profilul tip, unde, după V. Moisescu și Gh. Popescu (1967, p. 215), peste nivelul superior cu *Scutella* mai urmează niște gresii calcaroase și marne vineții cu *Polymesoda* și *Lucina* (echivalentul stratelor de Boiuț). Nu găsim potrivit folosirea termenului de strate de Mera în zona Preluca pentru motivul că aici se dezvoltă alte faciesuri decît în zona Gilăului.

Stratele de Curtuiuș. Vom utiliza acest termen, în sens de orizont, începînd de la Ciocmani spre sud-vest și sud.

Stratele de Curtuiuș în facies tipic au fost urmărite în 1963 (A. Rusu)[6] pînă în extremitatea sudică a perimetrului cercetat (valea Treznei). Pe rama Mezeșului ele se prezintă relativ unitare din punct de vedere litologic: marne și argile cu slabe intercalații de gresii și marnocalcare, în general bogat fosilifere. Faciesul de apă dulce din partea bazală a orizontului se urmărește doar pînă în dreptul localității Jac, dispărînd o dată cu intercalațiile cărbunoase. În restul regiunii avem numai depozite de facies salmastru, caracterizate prin prezența formelor de *Tympanotonos labyrinthum* (Nyst), *Polymesoda convexa vapincana* (d'Orb.), care formează adevărate lumașele, și a speciei *Cernina vapincana* (d'Orb.), frecventă doar în regiunea Moigrad—Stîna.

Grosimea stratelor de Curtuiuș crește de la Ciocmani (6—8 m) spre Treznea (12—14 m), ele fiind din ce în ce mai comprehensive spre sud (fig. 1 și 2).

Se cunoaște că acest orizont corespunde părții inferioare a stratelor de Mera. O corelare mai exactă, după datele din literatură, este îngreunată de prezentările diverse ale profilului tip de la Mera. Astfel, cele două descrieri ale stratelor de Mera de pe valea Berecoaia, date de V. Moisescu (V. Moisescu și Gh. Popescu, 1967, p. 214—215; G. Bombiță și V. Moisescu, 1968, p. 710—712)

---

[4] V. Lăzărescu (1954), *Raport geologic asupra regiunii v. Hîrtoapelor — nord Poiana Blenchii — Măgoaja*, Arh. Inst. geol.

[5] M. Chiriac, M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Gh. Bombiță (1956), *Raport asupra regiunii Perii Vadului — Toplița — Varaiug (din reg. Cluj și Baia Mare)*, Arh. Inst. geol.

[6] A. Rusu (1963), *Oligocenul din regiunea Trăznea—Stîna—Brusturi — Racîș*, Arh. Inst. geogr.

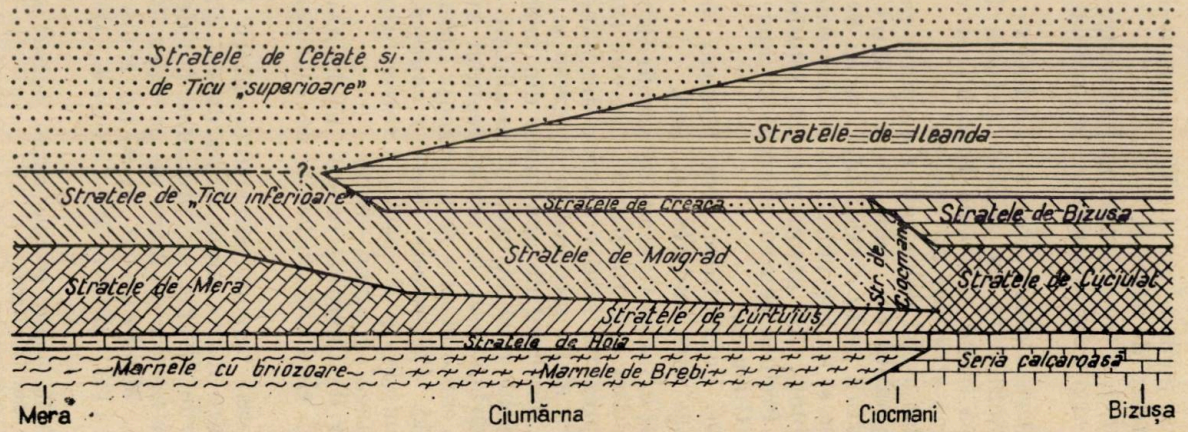


Fig. 1. — Schema corelării faciesurilor oligocene din nord-vestul Bazinului Transilvaniei (pe verticală este reprezentat timpul).

nu corespund ca subdivizare, terminologie și grosimi, nici între ele și nici cu descrierea dată de A. Koch (1894, p. 339—340). Este clar însă că *bancul inferior cu Scutella* pe care A. Koch îl descrie ca fiind o marnă nisipoasă, trebuie repartizat stratelor de Hoia și că echivalentul stratelor de Curtuiuș se situează deasupra lui.

Se pare că prezența unei secvențe de facies salmastru în timpul depunerii stratelor de Curtuiuș a fost un fenomen general în partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei.

Stratele de Ciocmani. Așa cum apar la localitatea tip, aceste strate au o dezvoltare spațială cu totul redusă. Cînd în 1883 K. Hofmann a propus numele de strate de Ciocmani, el a avut în vedere doar constatarea că în jurul satului Ciocmani orizontul prezintă deschideri bune și bogat fosilifere, neglijînd faptul că locul ales ca tip se situează în zona de îndințare dintre două faciesuri, și nu este reprezentativ pentru nici unul.

La Ciocmani se cunosc atît depozite care se apropie facial de stratele de Cuciulat, cît și intercalații de argile roșii, argile cu o dezvoltare mare în teritorii sud-vestice și inexistente în est. Pe de altă parte, stratele de Ciocmani sînt mai cuprinzătoare la partea superioară decît stratele de Cuciulat, corespunzînd și celei mai mari părți a stratelor de Bizușa din regiunea tip (fig. 1).

Folosim numele de strate de Ciocmani pentru sectorul Ciocmani — Prodănești, deoarece în această porțiune depozitele bogat fosilifere nu pot fi asimilate nici orizonturilor echivalente din est și nici cu depozitele în care trec spre sud-vest.

În împrejurimile localității Ciocmani se constată că peste stratele de Curtuiuș urmează un pachet de 5 m grosime de marno-argile roșii-cărămizii, pătate, cu lentile de nisipuri, apoi marne și calcare fosilifere care însumează 14 m, un nou pachet de marno-argile roșii-vișinii, în alternanță cu marne cenușii cu faună salmastră (în total 8 m), peste care stă 1 m de marnocalcar grezos și apoi nivelul superior cu *Scutella*, banc calcaros gros aici de 3 m (fig. 2 d).

Pe valea Beriștii, la nord de sat, peste acest banc se observă circa 15 m de marne cenușii-vineții, cu intercalații de gresii marnoase, slab fosilifere, apoi, pînă la marnele calcaroase de Bizușa, încă 12—14 m gresii sau nisipuri cenușii cu intercalații de calcare și marnocalcare grezoase cu faună de tip Ciocmani (*Ampullinopsis crassatina* (Lmk.), *Amaurellina angustata* (Grat.), *Turritella biarritzensis* Boussac, *Polymesoda convexa vapincana* (d'Orb.), *Panope angusta* Nyst, *Cardium transsylvanicum* Hofm. etc.).

Astfel se prezintă stratele de Ciocmani la locul tip și nu putem vorbi de „strate de Ciocmani sensu stricto", cum se exprimă V. Moisescu (1969, p. 457) cînd încheie acest orizont cu nivelul superior cu *Scutella*.

Cu ocazia corelării faciesurilor din regiunea Jibou cu cele din regiunea Clujului subliniam (A. Rusu, 1963, p. 8) [7] că limita superioară a stratelor de Ciocmani nu corespunde, cum se credea anterior, cu limita superioară a stratelor de Mera (aceasta în profilele tip), amintind că la Ciocmani mai urmează două pachete de roci (cele descrise mai sus), puse

[7] *Op. cit.*, pct. 6.

în evidență pentru prima dată de autor în 1961 [8] (p. 7 și fig. 1 — coloană stratigrafică). La aceste depozite face aluzie V. Moisescu (1969, p. 460) cînd afirmă că stratele de Ticu inferioare își au corespondent în nord în succesiunea de depozite ce urmează peste nivelul calcaros cu *Scutella*. Este concluzia la care am ajuns noi în 1963 cînd scriam : „Deci, pachetul de peste bancul cu *Scutella* din stratele de Ciocmani corespunde cu partea cea mai inferioară a stratelor de Ticu de la Mera" (A. Rusu, 1963, p. 8), concluzie importantă pentru corelarea depozitelor oligocene din cele două regiuni.

Stratele de Moigrad. Am considerat necesar să dăm un nume complexului de argile roșii și gresii azoice, care succed în zona Mezeșului stratelor de Curtuiuș, pentru a elimina confuziile ce se nasc folosind prin extindere denumirile existente. Nu este nimerit să fie numite strate de Ciocmani al căror echivalent fidel sînt, datorită litofaciesului lor, care nu ajunge la Ciocmani decît ca o secvență minoră în cadrul orizontului și chiar atunci cu caractere petrografice schimbate. De asemenea nu putem folosi pentru regiunea noastră termenul de strate de Ticu inferioare (tendință remarcată în ultimul timp pe motiv că sînt identice litologic), deoarece acestea ocupă o altă poziție geometrică. Asimilarea lor are implicații de ordin geocronologic, conducînd la o imagine deformată a stratigrafiei Bazinului Transilvaniei.

Din punct de vedere geocronologic și al cartării nu este nici o eroare dacă argilele roșii din zona Mezeșului sînt asimilate stratelor de Ciocmani, cum s-a procedat la Harta geologică, scara 1 : 200 000 — foaia Cluj, dar este greșit să fie interpretate ca strate de Ticu inferioare, deci exact invers decît considera V. Moisescu în 1969 (p. 459).

Stratele de Moigrad sînt constituite din argile siltitice roșii-violacee, mai rar roșii-cărămizii, cu pete sau dungi de culoare verzuie-albicioasă. Acestea alternează cu nisipuri, pe alocuri gresii și microconglomerate, cu dezvoltări lenticulare și frecvent cu stratificație încrucișată.

Aspectul general al depozitelor atestă o depunere rapidă, haotică, într-un mediu acvatic. În ele nu au fost întîlnite resturi organice.

Grosimea acestor depozite de tip molasic, destul de mare (60—80 m) în raport cu echivalentul lor de tip epicontinental, ajunge în regiunea Moigradului la circa 150 m (apreciată în foraj). Grosimea exagerată de aici se datorește apelului intens de material, legat de o subsidență accentuată. Regimul de subsidență instalat în lungul „faliei Moigradului" (sensu Gr. Răileanu, A. Rusu și V. Moisescu, 1964) o dată cu depunerea stratelor de Moigrad s-a continuat cu intensitate mai redusă în timpul formării următoarelor două orizonturi (stratele de Creaca și stratele de Ileanda), ale căror depozite devin aici mai grosiere.

După cum se observă din schema de corelare a depozitelor oligocene (fig. 1), stratele de Moigrad sînt echivalente stratelor de Ciocmani în nord și părții superioare a stratelor de Mera plus cea mai mare parte a stratelor de „Ticu inferioare" (sau chiar întregului pachet al „Ticului inferior"), din regiunea Clujului.

În eventualitatea că limita superioară a stratelor de „Ticu inferioare" este sincronă cu a stratelor de Moigrad, primele ar reprezenta un

[8] O. Rusu (1961), *Oligocenul de la estul localității Jibou*, Arh. Inst. geogr.

caz particular al celor din urmă, mult mai cuprinzătoare, și credem că ar trebui să renunțăm la termenul de strate de „Ticu inferioare" (partea) în favoarea celui de strat de Moigrad (întregul).

De altfel, sub numele de „strate de Ticu" au fost reunite artificial două entități stratigrafice care nu au nimic comun. Termenul de *strate de Ticu* ar urma să fie folosit, prin restrîngerea înțelesului, doar pentru ceea ce s-a separat sub numele de strate de Ticu „superioare", orizont din care provine de altfel atît fauna de moluște, cît și cea de mamifere, caracteristică „Ticului". Chiar localitatea tip a fost rău aleasă și pentru orizontul argilei roșii, deoarece după cum remarcă însuși K o c h (1894, p. 360), ieșiri aici nu se observă culcușul acestor strate.

Coborîrea faciesului de argile roșii la nivelul stratelor de Mera a fost observată pe alocuri și în zona Gilăului. K o c h (1894) a înțeles că nu este vorba de „strate de Ticu" (în sens cronostratigrafic), remarcînd că la Cluj (pădurea Mănăștur) sau spre Huedin, stratele de Mera apar „sub forma argilelor roșii-pestrițe", argile ce stau uneori direct peste stratele de Hoia (A. K o c h, 1894, p. 320, p. 336, p. 343).

Argilele roșii își fac apariția la diferite nivele, funcție de apropierea de țărm, zona de alimentare cu material și relieful bazinului de sedimentare.

Stratele de Bizușa. Constituit din marne calcaroase cu aspect caracteristic, acest orizont este unitar litologic și net distinct de celelalte orizonturi. Stratele de Bizușa au o grosime medie de 12 m, grosime care scade brusc la 3 și chiar la 1,5 m în regiunea localității Ciocmani (fig. 2).

La sud de valea Someșului, aceste strate nu mai apar la zi. Ele au fost întîlnite doar în forajul de la Tihău, unde marnele calcaroase, tipice, cu faună caracteristică, măsoară 1,5 m grosime.

Fauna stratelor de Bizușa, săracă în specii, este reprezentată printr-un *Cardium* de talie mică: *Cardium lipoidi* Rolle (după A. K o c h, 1894, nerevizuit), *Lentidium* (*Janschinella*) *vinogradskii* Merklin (specie necunoscută pînă în prezent în Bazinul Transilvaniei; este ceea ce K o c h a citat ca *Saxicava* (?) sp., 1894, p. 352), *Siliqua* sp., *Abra* sp., ostracode, decapode, solzi și dinți de pești etc.

Menționăm că fauna de lamelibrahiate, din care speciile *Cardium lipoldi* și *Lentidium vinogradskii* formează adevărate lumașele, este localizată la partea superioară a orizontului. Determinarea unor noi forme permite să se aprecieze salinitatea mării în care au trăit, 9—16,5‰ (pliohalin), și totodată o corelare mai sigură atît în cadrul bazinului, cît și la distanțe mai mari (de ex. cu orizontul Solenovskii, din Ucraina).

Reducerea grosimii stratelor de Bizușa se face în favoarea orizontului subiacent: marnele din partea inferioară a stratelor de Bizușa trec în regiunea localității Ciocmani la gresii calcaroase și nisipuri cu faună de tip Ciocmani.

Arătam în 1962 că stratelor de Bizușa le corespund niște gresii cu cardiacee mici, pe care le înglobam la stratele de Ciocmani. La ora actuală sîntem în măsură să precizăm că numai partea terminală (ultimii cîțiva metri) a stratelor de Bizușa trece la acest pachet de gresii, care considerăm că trebuie separat ca orizont de sine stătător.

Stratele de Creaca. Am numit acest orizont după localitatea unde depozitele lui sînt bine deschise, tipic dezvoltate și de unde le-am descris

pentru prima dată. În raportul geologic din 1962[9] (p. 14) arătam: „Pe un ogaș, la circa 500 m vest de biserica din această comună, sub șisturile argiloase brune ale stratelor de Ileanda Mare, se observă un pachet de circa 10 m de gresii cuarțoase micacee, fine, albicioase, care se desfac în plăci subcentimetrice. Gresiile conțin mulaje de cardiacee mici, de tipul *Cardium lipoldi* Rolle, și niște lamelibranhiate alungite, asemănătoare cu cele din stratele de Bizușa, pe care A. Koch le citează aparținînd genului *Saxicava* (?).

Conținutul paleontologic și poziția stratigrafică ne face să echivalăm acest pachet de gresii calcaroase cu ceea ce spre est se cunoaște sub numele de strate de Bizușa (I. Dumitrescu) sau „marnele cu cardiacee" (Gr. Răileanu)".

„Lamelibranhiatele alungite" au fost determinate și aparțin speciei *Lentidium* (*Janschinella*) *vinogradskii* Merklin, iar echivalența cu stratele de Bizușa, dar numai cu partea lor superioară, apare ca un fapt dovedit.

Am urmărit stratele noastre spre sud pînă la valea Ciumărnii, unde în gresiile fine din versantul stîng (aval de sat) se regăsesc exemplarele de *Lentidium vinogradskii* și *Cardium lipoldi*. Forajele executate de IGEX atestă prezența orizontului și la sud de această vale. Astfel, la Agrij, gresiile cu *L. vinogradskii* și *C. lipoldi* au fost străbătute pe 12 m grosime, iar la Zimbor pe 1 m (I. Petre și S. Găină, 1969)[10].

În cadrul stratelor de Creaca am constatat o oarecare variabilitate litologică. Pot apare bancuri de gresii mai calcaroase, cum se observă pe o rîpă de dreapta a văii Ciumărnii (aval de sat), sau roci grosiere de tipul microconglomeratelor, dezvoltate mai ales în regiunea Moigradului, în care se remarcă prezența unui cardiaceu mai dezvoltat, apropiat ca talie de *Cardium transsylvanicum* Hofm.

În legătură cu corelarea acestui orizont, I. Petre (1970)[11] și-a exprimat punctul lui de vedere, conform căruia stratele de Bizușa (nume sub care desemnează și stratele de Creaca) ar fi echivalente cu stratele de Ticu „superioare".

Această interpretare, care ar putea fi adevărată, se bazează pe o premisă falsă, și anume diagnosticarea greșită a unor exemplare de *Lentidium vinogradskii* Merklin ca *Nuculana gracilis* (Desh.), specie citată pentru stratele de Ticu „superioare". În lipsa argumentului paleontologic, rămînem la imaginea prezentată în 1963[12], cînd considerăm că stratele de Bizușa și stratele de Ileanda corespund, grosso modo, stratelor de Ticu, interpretare preluată de V. Moisescu (1969, fig.3) în varianta a doua a schemei prezentate.

Stratele de Ileanda. Bine cunoscute și individualizate față de orizonturile care le încadrează, stratele de Ileanda prezintă o limită tranșantă cu stratele de Bizușa, respectiv de Creaca, și trec gradat spre partea superioară la stratele de Buzaș, respectiv de valea Almașului. Ele

[9] *Op. cit.*, pct. 2.

[10] I. Petre, S. Găină (1969), *Raport geologic cu situația rezervelor de cărbune brun determinate prin lucrări de prospecțiune și explorare, executate în nord-vestul Transilvaniei (Baz. v. Almașului—v. Agrijului)—jud. Sălaj, în anii 1966-1969*, Arh. M.I.M.G.

[11] Comunicare în ședința Inst. geol. din 23.I.1970.

[12] *Op. cit.*, pct.6 (fig.1).

se dezvoltă în faciesul lor tipic — argilite foioase, bituminoase — în jumătatea de est a regiunii studiate, unde ating și maximum de grosime: circa 60 m. La sud de paralela localității Prodănești, depozitele acestui orizont prezintă un facies ușor schimbat, mai siltitic și mai slab bituminos, caractere mai accentuate în regiunea Moigradului. Faciesul caracteristic reapare între valea Jacului și valea Stînii, pentru ca de aici spre sud să se schimbe definitiv, prin apariția de pachete grezo-argiloase, care alternează cu argilitele bituminoase tipice.

Stratele de Ileanda își pierd constant din grosime, începînd de la Ciocmani spre sud, în favoarea faciesului grezos supraiacent, ajungînd să măsoare la Ciumărna doar 30 m (fig. 2).

Se știa de la K. Hofmann (1879) și A. Koch (1894) că „șisturile cu solzi de pești" se urmăresc pînă în dreptul localității Stîna și că urme ale acestor strate se întîlnesc mai la sud, la Ciumărna. Așa am considerat și noi în 1963[13], cu toate că în versantul stîng al văii Treznii, sub bancurile de gresii cu cărbuni ale stratelor de valea Almașului, am observat niște gresii argiloase fine, gresii cuarțitice cenușii și argilite brunii (întrerupte de o falie), care puteau fi interpretate ca un echivalent al stratelor de Ileanda. Le-am înglobat cartografic, atunci, la baza stratelor de valea Almașului, mai mult pentru faptul că faciesul de Ileanda nu era semnalat în teritoriile adiacente de la sud. Astăzi, mulțumită lucrărilor de explorare executate de JGEX, cunoaștem că faciesul șistos-bituminos, din ce în ce mai nisipos spre sud, se extinde cel puțin pînă pe aliniamentul localităților Agrij—Zimbor. Din datele de foraj (I. Petre și S. Găină, 1969)[14], reiese că acest orizont este relativ subțire spre rama muntoasă (circa 25 m) și destul de gros spre interiorul bazinului (circa 45 m), invers decît s-a observat la stratele de Creaca. Rațiunea de a numi orizontul întîlnit în forajele de aici „strate de Ileanda" o constituie secvențele de argilite bituminoase și fauna găsită (I. Petre și S. Găină 1969)[15], aceeași cu cea din stratele de Ileanda tipice străbătute de forajele de la Tihău, Lupoaia și Jac, și anume *Lentidium vinogradskii* și *Cardium lipoldi*.

În condițiile de suprafață, prin degradarea rocii, cochiliile acestor organisme au fost distruse, fapt care a făcut să se considere pînă recent că stratele de Ileanda conțin doar impresiuni de solzi și de schelete de pești.

Descoperirea acestei faune subliniază afinitatea dintre stratele de Bizușa și stratele de Ileanda, „strate" pe care, de altfel, primii cercetători le-au tratat împreună sub numele de „strate de Ileanda Mare".

Cu privire la echivalarea faciesurilor de la nivelul stratelor de Ileanda prezintă importanță descoperirea unui nivel cu cardiacee mari (de tipul celor din stratele de Creaca), la partea terminală a orizontului. În 1952, V. Mutihac[16] semnala prezența în versantul stîng al văii Stînii a unei gresii slab cimentate, fin micacee, cu cardiacee, situată deasupra complexului șistos disodilic și inclusă de autor la orizontul următor.

[13] *Op. cit.*, pct. 6.
[14] *Op. cit.*, pct. 10.
[15] *Op. cit.*, pct. 10.
[16] V. Mutihac (1952), *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Moigrad — Hida*, Arh. Inst. geol.

Lucrările de foraj au atestat existența acestui nivel, la partea superioară a stratelor de Ileanda din zona Mezeșului, pe o întindere mai mare, și credem că urmărit spre sud el va constitui un element în plus de corelare, îndepărtînd în mare măsură incertitudinea cu privire la situarea bazei stratelor de Ticu „superioare" în raport cu orizonturile din zonele Mezeș — Preluca.

CORRÉLATION DES FACIES OLIGOCÈNES DANS LA RÉGION DE TREZNEA-BIZUȘA (NO DU BASSIN DE TRANSYLVANIE)

RÉSUMÉ

D'après les caractères lithofaciaux des dépôts oligocènes, l'auteur distingue dans le NO du bassin de Transylvanie trois zones de sédimentation : zone de Gilău, zone de Mezeș et zone de Preluca. L'article passe en revue les horizons stratigraphiques compris entre les Marnes de Brebi et les Couches de Valea Almașului, respectivement entre la «Série calcaire» et les Couches de Buzaș. En ce qui concerne le premier horizon qui surmonte dans la zone de Preluca les Couches de Hoïa, on utilise le terme de Couches de Cuciulat (synchrones aux Couches de Mera) alors que les termes de Couches de Curtuiuș et de Couches de Ciocmani sont utilisés pour désigner des dépôts situés seulement dans la zone de Mezeș, respectivement dans la région de Prodănești-Ciocmani. Deux nouveaux termes sont introduits : *Couches de Moïgrad*, pour les argiles rouges équivalentes aux Couches de Ciocmani N ou à la partie supérieure des Couches de Mera plus les Couches de «Ticu inférieures» (partiellement ou en totalité) et *Couches de Creaca* pour l'horizon des grès à *Cardium lipoldi* et *Lentidium vinogradskii* (forme nouvelle pour le bassin de Transylvanie), qui correspond à la partie supérieure des Couches de Bizușa avec la même faune). Les Couches de Ileanda qui, suivant les données de forage, s'étendent au moins jusqu'à l'alignement des localités d'Agrij—Zimbor, correspondraient *grosso modo* aux Couches de Ticu «supérieures» et de Cetate, de la zone de Gilău.

BIBLIOGRAFIE

Bombiță G., Moisescu V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie*, Mém. B.R.G.M., *58*, 693—729, Paris.

Dumitrescu I. (1957), *Asupra faciesurilor și orizontării creataciculuí superior și paleogenului din bazinul Lăpușului*, Lucr. Inst. de petrol și gaze, **III**, 1956, 19—44.

— (1968), *Notă explicativă. Harta geologică* 1 : 200 000. 10 Cluj, Inst. geol., 1—43, București.

Hofmann K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen*, Földt. Közl., **IX**, *5—6*, 231—283, Budapesta.

— (1883), *Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Theile des Szatmárer Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen*, Földt. Közl., **XIII**, *1—3*, 103—113, Budapesta.

ILIESCU O., MĂRGĂRIT GH., MĂRGĂRIT MARIA (1969), *Contribuții la cunoașterea și orizontarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj — Jibou — Tg. Lăpuș*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*, 463—475.

JOJA TEODOR (1956), *Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**, 309—323.

KOCH A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I — Paläogene Abtheilung*, Mitth. Jahrb. k. ung. geolog. Anst., **X**, 6, 177—399, Budapesta.

MATEESCU ȘT. (1938), *La faille de Moigrad et les variations de facies qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au N et au S de la faille*, C.R. Acad. Sc. Roum., **2**, *6*, 697—701.

MÉSZÁROS N. (1960), *Depozitele paleogene din regiunea Letca — Lozna*, Com. geol. — geogr. (1957—1959), 35—43.

MÉSZÁROS N., ILIESCU O., PETRE I. *Unele considerațiuni asupra limitei eocen-oligocen în forajele de la Jac — Lupoaia (valea Agrijului, județul Sălaj)*, D.S. Inst. geol., **LIV**.

MOISESCU V., POPESCU GH. (1967), *Studiul stratigrafic al formațiunilor paleogene și miocene din regiunea Chinteni — Baciu — Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*, 211—224.

MOISESCU V. (1968), *Cercetări geologice în împrejurimile orașului Cluj*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *2*, 491—503.

— (1969), *Considerații asupra faciesurilor oligocenului din regiunea Trăznea — Ciumărna (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*, 451—462.

RĂILEANU GR., SAULEA E. (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NV Bazinul Transilvaniei)*, An. Com. geol., **XXIX**, 272—308.

RĂILEANU GR., PATRULIUS D., MĂRGĂRIT E., CHIVU M., DRAGU V. (1960), *Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania și Bazinul Petroșani*, St. cerc. geol., **V**, *2*, 265—275.

RĂILEANU GR., RUSU A., MOISESCU V. (1964), *Relațiile tectonice ale cristalinului munților Meseș — Țicău cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, **2**, 251—262.

RUSU A. (1967), *Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, D.S. Inst. geol., **LIII**/1 (1965—1966), 427—455.

— (1968), *Contribuții la cunoașterea stratelor de Hoia din regiunea Jibou*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *2*, 511—519.

— (1969), *Sur la limite Oligocène/Miocène dans le bassin de Transylvanie*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., série de Géologie, **13**, *2*, 203—216.

Primit în redacție la 1 aprilie 1970

Institutul geologic al Ministerului Industriei Miniere și Geologiei

OBSERVAȚII REFERITOARE LA DELIMITAREA ȘI CORELAREA TERASELOR PE BAZA STUDIULUI MICROSCOPIC AL SOLURILOR

DE

I. TREIBER, IOLANDA BÁLINT și N. RABOCA

55(05)

Urmărind repartiția solurilor pe diferite nivele de terasă ale Someșelor, s-a constatat un paralelism strîns între aceste terase și tipurile, respectiv subtipurile genetice de soluri realizate pe seama lor. Caracterele pedologice, specifice fiecărei terase, pe lîngă aspecte morfologice, se concretizează și printr-o serie de proprietăți fizice și chimice exprimabile cantitativ, ca nivelul efervescenței, gradul de saturație în baze și diferențierea texturală (Iolanda Bálint și N. Raboca, 1969).

Caracterizarea mineralogică a profilelor de sol de pe terase și stabilirea individualității lor constituie obiectul lucrării de față.

Rezultatele se referă la patru terase de pe valea Someșului, între Buzaș—Rogna, cartate și studiate detaliat de Al. Savu (1965). S-a analizat un sol aluvial carbonatat de pe terase de luncă (3—4 m), un profil de sol brun de pădure de pe nivelul celei de a III-a terase (18—22 m) și două profile de soluri brune de pădure moderat podzolite, dezvoltate pe seama terasei a IV-a și a V-a (35 m, respectiv, 55 m).

La baza caracterizării mineralogice a profilelor de sol a stat studierea secțiunilor subțiri la microscop polarizant, metodă inițiată de W. L. Kubiena (1953) în S.U.A. și aplicată relativ recent în țară de I. Treiber și Iolanda Bálint (1964), V. Mic lăuș (1966), M. Opriș (1968).

Studiind secțiunile subțiri ale probelor de sol sus-menționate am urmărit în primul rînd natura constituenților minerali (pl. I, fig. 1-4). În secțiuni s-a identificat *cuarțul* în granule mai mult sau mai puțin colțuroase, în general uniform diseminate, frecvent cu extincție ondulatorie. Solzii de *sericit* prezintă în majoritatea cazurilor concentrări, care urmăresc configurația porilor și a crăpăturilor, precum și a altor componenți.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 527—531, București, 1970

Feldspaţii apar mai rar diseminaţi, sub formă de cristale mărunte şi cenuşii. Silicaţii melanocraţi, *piroxenii*, *amfibolii*, *micele* se evidenţiază sub formă de cristale rotunjite, în cantităţi reduse, îndeosebi în orizonturile inferioare. *Limonitul*, mai rar *hematitul*, impregnează argila şi resturile organice. *Argila* poate să apară atît uniform răspîndită, cît şi concentrată în cuiburi şi fîşii. Din punct de vedere al alcătuirii mineralogice probele studiate nu prezintă deosebiri esenţiale.

Deosebiri pregnante apar însă, în primul rînd, în ceea ce priveşte gradul de alterare al constituenţilor minerali. Feldspaţii sînt argilizaţi şi sercitizaţi, iar constituenţii melanocraţi uralitizaţi şi cloritizaţi, îndeosebi în orizonturile superioare. Constituenţii minerali prezintă şi anumite variaţii de dimensiuni, cristalele par mai mici în orizonturile superioare.

Structura secţiunilor, din punct de vedere mineralogic, variază în funcţie de gradul de diferenţiere a profilelor de sol. Deosebirile sub aspectul compoziţiei mineralogice cantitative se manifestă pregnant, atît în ceea ce priveşte orizonturile genetice, cît şi profilele genetice care s-au dezvoltat pe seama diferitelor nivele de terase.

A fost urmărit raportul cantitativ a şase constituenţi : 1. substanţa argiloasă şi sercitul, 2. cuarţul, 3. alte minerale (feldspaţii, piroxeni, amfiboli, mice, carbonaţi etc.,) 4. oxizi de fier (magnetit, hematit, limonit), 5. porii şi crăpăturile, 6. materia organică. Rezultatele integrării sînt redate în tabelul nr. 1., respectiv sînt reprezentate prin diagrame (fig. 1).

Tabelul nr. 1

Rezultatele analizelor planimetrice ale secţiunilor subţiri

Terasa	Tip de sol	Orizont	Adînc. în cm	Argilă (%)	Cuarţ (%)	Alte minerale (%)	Oxizi fier (%)	Pori şi crăpături (%)	Materie organică (%)
I-a 3—4 m	Sol aluvial carbonatat	A	0—10	46	25	15	7	5	2
		Ad	10—20	51	26	11	3	8	1
		D	50—70	33	57	6	2	2	—
III-a 18—22 m	Sol brun de pădure	A′	0—15	46	22	12	7	6	7
		A″	15—30	54	25	11	4	3	3
		A/B	30—50	51	26	11	7	4	1
		B_1	50—70	48	28	8	6	10	—
		B_2	70—90	40	32	7	18	—	3
IV-a 35 m	Sol brun de pădure moderat podzolit	A_1	9—20	53	28	6	5	5	3
		A_1A_2	20—35	52	30	8	4	5	1
		A_1A_2	35—55	44	32	10	6	7	1
		B_1	55—75	59	19	11	2	9	—
		B_2	95—115	46	21	14	2	17	—
V-a 55 m	Sol brun de pădure moderat podzolit	A_1	0—20	58	13	3	15	2	9
		A_1A_2	34—40	50	26	4	8	6	6
		A_1A_2/B	55—70	54	14	5	10	9	8
		B_1	85—100	62	6	6	12	12	1
		B_2	120—140	44	10	7	17	21	1

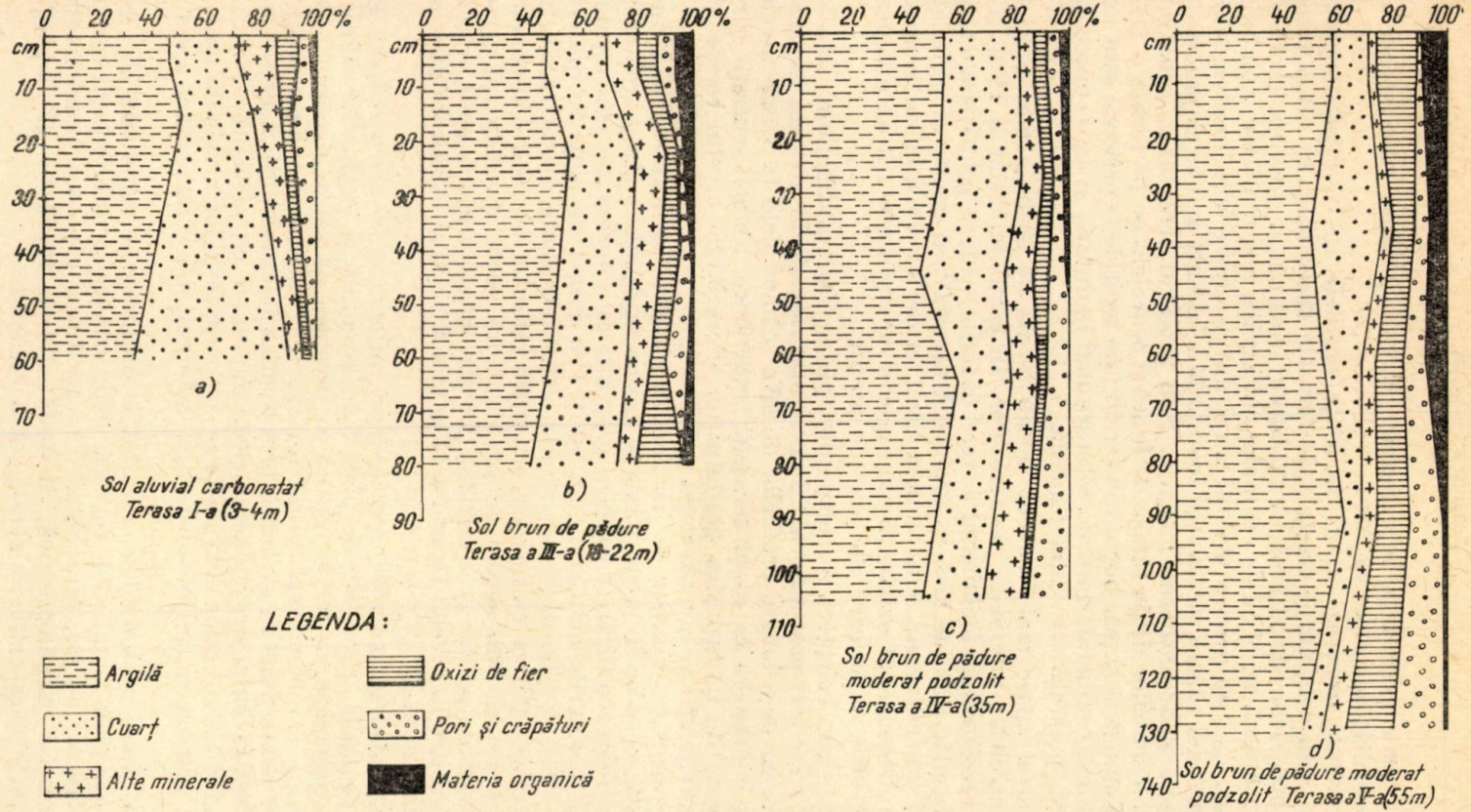


Fig. 1. — Diagramele alcătuirii mineralogice ale profilelor de sol.

În urma calculării, reprezentării şi interpretării rezultatelor am ajuns la următoarele constatări :

Substanţa argiloasă apare la toate profilele în cantitate predominantă, însă conţinutul creşte spre terasele superioare, în urma intensificării proceselor de alterare a silicaţilor. De-a lungul fiecărui profil de sol se conturează un nivel de acumulare al argilei, mai mult sau mai puţin pronunţat, însă adîncimea acestui nivel iluvial creşte spre terasele superioare, în cazul cărora vîrsta mai înaintată a înlesnit adîncirea procesului pedogenetic şi accentuarea migrării. Sub aspectul structural, substanţa argiloasă a solurilor de pe terasa de luncă şi a aceleia de pe terasa a III-a pare mai omogenă şi mai bogată în sericit ; pe terasele superioare este mai săracă în acest mineral, datorită alterării mai înaintate, şi ca o consecinţă a migrării, prezintă structură fluidală.

Cuarţul apare mai frecvent şi sub formă de granule mai mari în profilul nivelelor inferioare ale teraselor. În cazul teraselor a IV-a şi a V-a se înregistrează fenomenul invers datorit scăderii relative a cantităţii de argilă. Rămîne însă ca problemă nerezolvată creşterea cantităţii cuarţului spre adîncime, semnalată în cazul terasei a I-a şi a III-a, deoarece este greu de conceput existenţa unui proces de argilizare atît de pregnant în orizonturile superioare ale acestor profile.

Cantitatea colectivă a feldspaţilor, piroxenilor, amfibolilor, micelor etc. (*alte minerale*) prezintă valorile cele mai ridicate la nivelele teraselor inferioare, iar de-a lungul profilelor de sol o scădere netă la aceste nivele, respectiv o creştere în cazul teraselor superioare, ambele variaţii fiind strîns legate de intensitatea gradului de alterare. La nivelul terasei de luncă se evidenţiază net prezenţa calcitului.

În repartiţia *oxizilor de fier* nu s-a observat conturarea nici unei regularităţi, ceea ce se poate pune pe seama faptului că integrarea acestora este foarte dificilă, deoarece apar atît sub formă de concreţiuni, îndeosebi în solurile mai evoluate, cît şi sub formă de plaje în materia organică şi cea argiloasă în solurile mai slab diferenţiate. Datorită acestui fapt, sîntem de părere că metoda integrării referitor la acest component, atît de important sub aspect pedogenetic, nu poate da indicaţii certe.

Cantitatea *porilor şi a crăpăturilor* prezintă o creştere spre orizonturile inferioare la nivelul terasei a IV-a şi a V-a, fiind legată de diferenţierea orizontului B.

Conţinutul în *materie organică* este influenţat în mare măsură de natura vegetaţiei, respectiv de planul de orientare a secţiunilor subţiri.

În consecinţă, se poate afirma că învelişul de sol al fiecărui nivel de terasă se caracterizează printr-un spectru mineralogic bine definit, ceea ce se poate pune în evidenţă prin analiza microscopică a secţiunilor subţiri. Aceste caractere mineralogice, împreună cu celelalte trăsături pedogenetice ale solurilor dezvoltate pe seama diferitelor nivele de terase, ar putea constitui un sprijin substanţial în delimitarea şi racordarea acestor nivele.

Sub aspect metodologic, rezultatele obţinute ne sugerează că analiza microscopică ar putea fi folosită şi în urmărirea diferenţierii texturale a profilelor de sol, prezentînd o metodă mai rapidă şi mai comodă faţă de analiza granulometrică, metodă care dă totodată şi indicaţii referitoare la compoziţia mineralogică a solurilor.

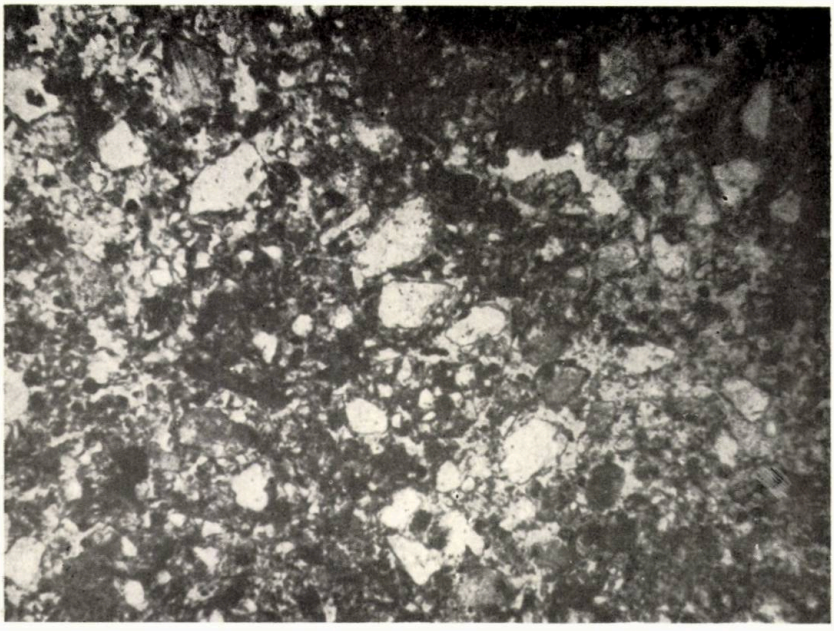


Fig. 1. — Sol aluvial carbonatat. Orizont A. Terasa I. Nicol ||; 90 x.

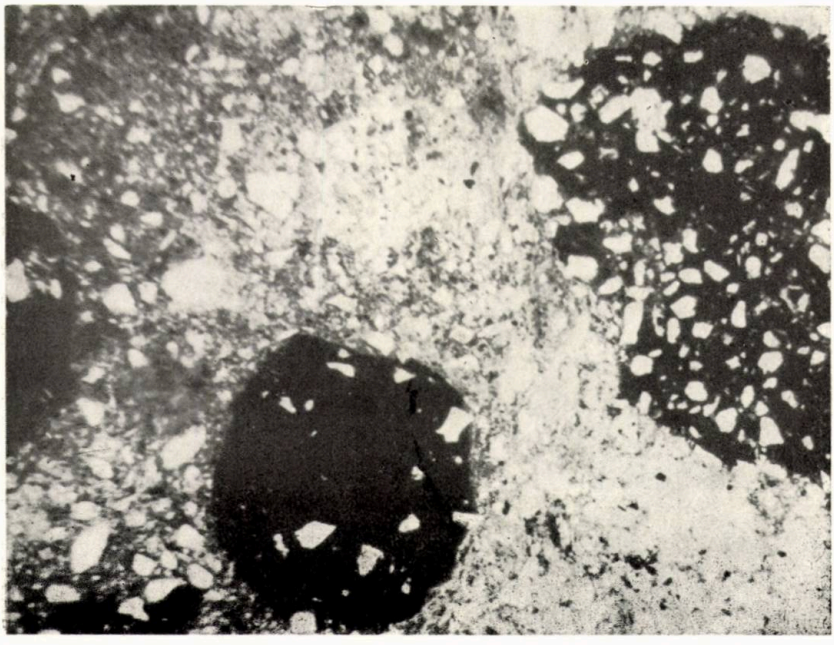


Fig. 2. — Sol brun de pădure. Orizont B. Terasa a III-a.Nicol ||; 90 x.

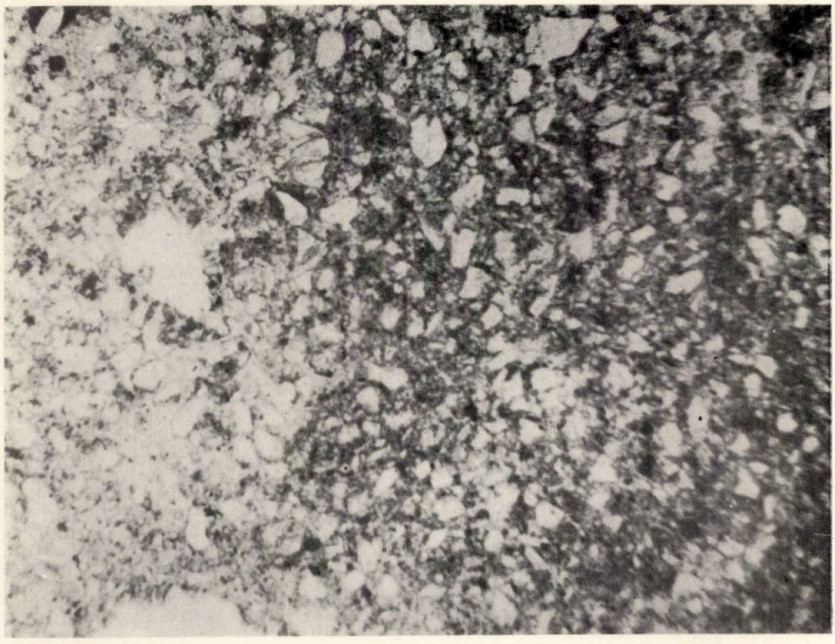


Fig. 3. — Sol brun de pădure moderat podzolit. Orizont A_1. Terasa a IV-a. Nicol ||; 90 x.

Fig. 4. — Sol brun de pădure moderat podzolit. Orizont B_1. Terasa a V-a. Nicol ||; 90 x.

BETRACHTUNGEN ÜBER DIE ABGRENZUNG UND KORRELATION DER TERASSEN AUF GRUND DES MIKROSKOPISCHEN STUDIUMS DER BÖDEN

ZUSAMMENFASSUNG

Die Autoren führten mikroskopische Studien durch, anhand von Dünnschnitten verschiedener genetischer Bodentypen, die sich auf den Terassen von Lunca Someşului und in der Umgebung der Gemeinden Buzaş und Rogna gebildet haben.

Auf Grund der durchgeführten Untersuchungen konnten die mineralogischen der spezifischen Bodenprofile verschiedener Terassenniveaus, sowie die aus diesem Gesichtspunkt klaren Unterschiede zwischen ihnen, festgelegt werden : die Natur und die prozentuelle Menge der primären Mineralien : der Verwitterungsgrad : die Tonverteilung : die Menge, Qualität und Verteilung der organischen Stoffe : die Größe und Anordnung der Poren, usw.

Diese mineralogischen Kennwerte der Böden können — unter Berücksichtigung der lokalen Gegebenheiten — ein nützliches Kriterium in der Abgrenzung und Korrelation der Terassenniveaus, abgeben.

BIBLIOGRAFIE

Bálint Iolanda, Raboca N. (1969), *Contribuţii la studiul influenţei reliefului de terasă în pedogeneză, pe terasele Someşului Mic şi Someşului Mare*, Studia Univ., „Babeş — Bolyai" Cluj, Seria geol., geogr., *1*.

Kubiena W.L. (1953), *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas*, Enke, Stuttgart.

Miclauş V. (1966), *Cercetări micromorfologice la solurile podzolice argilo-iluviale din depresiunea Zalău—Şimleu*, Inst. Agr. „Dr. P. Groza" Cluj, **XXII.**

Opriş M. (1968), *On the genesis of Podzolic Brown Soils and Podzols of East Carpathians*, Ştiinţa solului, **VI**, *2—3*.

Savu Al. (1965), *Terasele Someşului între Dej şi Jibou*, Studia Univ. „Babeş — Bolyai" Cluj, Seria geol., geogr., *2*.

Treiber I., Bálint Iolanda (1964), *Studiul microscopic al secţiunilor orientate la solurile din împrejurimile Clujului*, Ştiinţa solului, anul II.

Primit în redacţie la 12 septembrie 1969

Universitatea „Babeş-Bolyai",
Cluj

PREZENȚA STILPNOMELANULUI ÎN CRISTALINUL MARAMUREȘULUI

DE

P. CIORNEI

55 (05)

Cercetările geologice detaliate efectuate în ultimul timp în cristalinul Maramureșului ne-au permis identificarea pentru prima dată a stilpnomelanului în partea nordică a Carpaților Orientali românești.

Zona în care se dezvoltă șisturile cu stilpnomelan se află situată la limita vestică a cristalinului Vaserului, în sectorul delimitat de valea Gurguiata și Valea Peștilor. Acest mineral apare și în complexul de roci epimetamorfice din cursul mijlociu al văii Bistrei, afluent drept al văii Vișeului.

La sud de regiunea cercetată, stilpnomelanul a fost semnalat de K. Redlich (1906) în zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Fundul Moldovei. În același zăcămînt stilpnomelanul a fost descris de H. Kräutner (1965).

În alte regiuni ale țării stilpnomelanul a fost determinat de D. Giușcă (1962) în zăcămîntul de mangan de la Delinești din Banat și de H. Kräutner și Florentina Kräutner (1962) în zăcămîntul de fier de la Ghelar, din Masivul Poiana Ruscăi.

Mai recent, o descriere detaliată a șisturilor cu stilpnomelan în formațiunile cristalofiliene a fost făcută de O. Maier (1969) [1] în Masivul Locva din Banat.

În același an cu cercetările noastre din Maramureș, A. Streckeisen (1968) a constatat prezența stilpnomelanului în zona șisturilor cristaline dintre localitățile Bălan — Hagota — Tulgheș din partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali.

Din cele arătate rezultă că șisturile cu stilpnomelan sînt încă puțin cunoscute în țara noastră. Aceasta se datorește faptului că mineralul

[1] O. Maier, *Rocile cu stilpnomelan din cristalinul Locva*, Comunicare la sesiunea științifică a Întreprinderii geologice de prospecțiuni, din 4 martie 1968.

semnalat a fost mult timp confundat cu biotitul. Se presupune că aria de dezvoltare a rocilor cu stilpnomelan este mult mai mare decît cea din zonele menţionate mai sus.

În formaţiunile cristalofiliene din străinătate este de asemenea puţin cunoscut. În Munţii Alpi din Elveţia, Cornelius a descris în anul 1935 roci cu „crysobiotit". În acelaşi timp, Hutton şi Turner (1935) au descris stilpnomelanul ca mineral constituent al rocilor metamorfice de la Otago din Noua Zeelanda.

În Alpii elveţieni şisturile cu stilpnomelan au fost determinate de E. Niggli (1956). Mai tîrziu, H. G. F. Winkler (1965) a separat un facies al rocilor cu stilpnomelan. Acest mineral mai este cunoscut în diferite formaţiuni geologice din Japonia, Munţii Ural şi regiunea Lacului Superior din America de Nord.

În ceea ce priveşte stilpnomelanul din cristalinul Vaserului, acesta apare într-un complex de roci caracterizat prin şisturi cuarţitice cu sericit şi clorit, şisturi cu sericit ± clorit, care cuprind intercalaţii subţiri de calcare cristaline, apoi în metatufite bazice şi şisturi cu clorit şi phengit. La limita inferioară a complexului de roci arătate apar blocuri de brecii cuarţitice metamorfozate. Grosimea complexului ajunge pînă la circa 300 m, fiind delimitat de o falie importantă, în lungul căreia se urmăresc roci granitoide de tipul plagigranitelor. O altă falie delimitează rocile retromorfozate din regiune. În cadrul rocilor diaftorizate apar frecvente intercalaţii de amfibolite şi gnaise amfibolice.

În complexul de roci arătat, o dezvoltare importantă a stilpnomelanului a fost constatată în metatufite bazice, precum şi în şisturi cuarţitice cu clorit şi phengit.

Metatufitele bazice din cursul inferior al văii Vaserului se caracterizează printr-o şistuozitate evidentă. Rocile sînt intens cutate, prezentînd numeroase microcute strînse. În spărturi proaspete au nuanţe griverzui. Aspectul rubanat este determinat de strate subţiri cuarţo-feldspatice, dispuse în alternanţă cu cele cloritoase sau clorito-sericitoase.

Structura rocii este granolepidoblastică, iar textura şistuoasă. Prezenţa unor porfiroblaste mici de albit indică o trecere spre structură porfiroblastică.

Masa principală a rocii este alcătuită din granule mărunte de cuarţ şi albit, dispuse în benzi separate de strate mai fine constituite din clorit şi sericit. În rocă se observă o sortare iniţială a mineralelor. Granulele de cuarţ se caracterizează printr-o extincţie ondulatorie pronunţată.

Feldspatul este un albit, în parte sericitizat. Structura feldspatului este slab poikilitică, fiind determinată de incluziuni mărunte de alte minerale. În unele cristale, mai ales în acele care au o tendinţă de dezvoltare porfiroblastică, se observă urme de schachbrettalbit. În cristalele mai mari se mai păstrează pe alocuri conturul idiomorf iniţial; în cele mai multe însă feţele idiomorfe au fost modificate prin recristalizări ulterioare.

În benzile clorito-sericitoase apar aglomerări mici de zoizit şi cristale izolate de ilmenit. În jurul cristalelor de ilmenit se formează coroane de titanit. Unele cristale de ilmenit sînt idiomorfe, alte însă au contururi rotunjite, indicînd în cazul acesta că sînt forme remaniate.

În constituția mineralogică a rocii se mai constată prezența epidotului, apatitului și zoizitului, dar în mod cu totul sporadic. De asemenea s-au semnalat depuneri de calcit.

Stilpnomelanul este mineralul caracteristic al metatufitelor bazice, în care ajunge pînă la proporția de 7,2% din compoziția mineralogică.

Luînd în considerare constituția mineralogică din care rezultă participarea importantă a cloritului, însoțit de zoizit, mai rar de epidot, precum și proporția ridicată de albit, cu urme de schachbrettalbit, cît și de prezența ilmenitului, roca poate fi considerată ca fiind provenită dintr-un material eruptiv bazic. Pe de altă parte însă, cuarțul detritic, cristalele rotunjite de feldspat și unele de ilmenit indică o proveniență sedimentogenă. După caracterele arătate, roca poate fi încadrată la metatufite bazice și ar corespunde, în parte, unor roci de tipul metagrauwacke.

Prin proiectarea valorilor Niggli calculați din analiza chimică a acestor roci se constată că ele se încadrează în tetraedrul de concentrare al-fm-c-alk, către limita cîmpului eruptiv (fig. 1).

Alte roci în care apare stilpnomelanul sînt reprezentate prin șisturi cuarțitice cu clorit și phengit. Aceste șisturi au nuanțe gri-verzui deschise și sînt intens cutate. Roca a suferit cutări și laminări ulterioare metamorfismului. Mineralele lamelare s-au dezvoltat fuziform și sînt frecvent curbate.

Structura rocii este lepidoblastică și textura șistuoasă. Masa principală constă din cuarț microgranular, clorit, sericit, muscovit și phengit, acestea din urmă imprimînd caracterul șistuos al rocii.

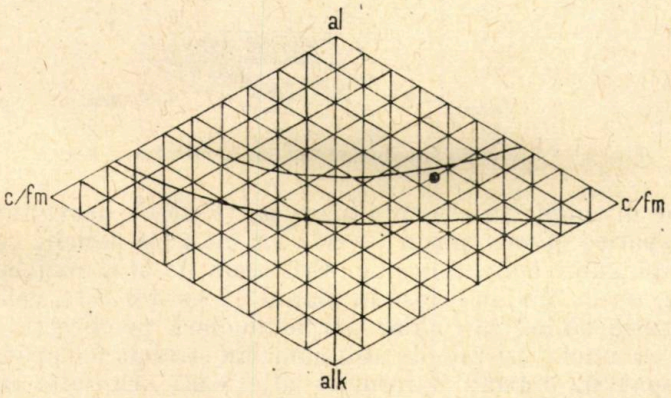


Fig. 1. — Proiecția rocilor cu stilpomelan în tetraedrul de concentrație al-fm-c-alk.

În constituția mineralogică mai apar cristale izolate de albit, unele maclate polisintetic, iar altele avînd un caracter poikilitic.

Ca și în celelalte roci ale complexului epimetamorfic din regiune, se mai întîlnesc cristale izolate de titanit și apatit.

Stilpnomelanul apare în proporție mai redusă decît în metatufitele bazice, fiind în general diseminat în benzile fin granulare. Modul de prezentare al acestui mineral indică o proveniență postcinematică.

DESCRIEREA STILPNOMELANULUI

Stilpnomelanul (denumirea provine de la stilpnos = strălucitor şi melan = negru) din bazinul văii Vaserului este un mineral lamelar şi se caracterizează printr-un habitus fin prismatic, de obicei acicular (fig. 2). El se află dispus izolat sau formează aglomerări neregulate, uneori

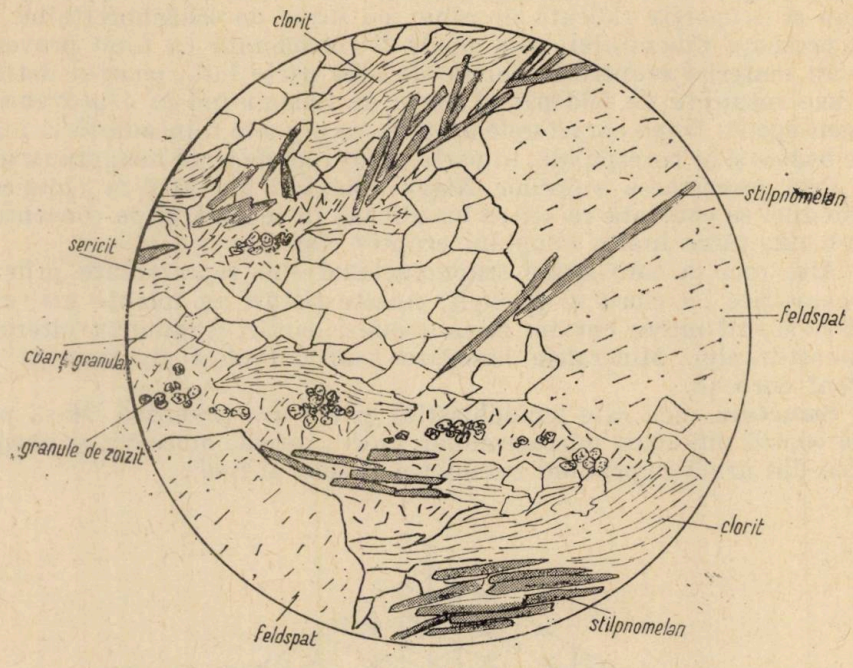


Fig. 2. — Prezentarea stilpnomelanului în metatufite bazice.

fiind grupat în snopi. În cea mai mare parte apare dezvoltat în benzile cuarţo-feldspatice şi mai puţin în cele cu clorit şi sericit, caracteristice rocilor complexului epimetamorfic. Cristalele de stilpnomelan au orientări diferite, unele fiind cuprinse în planul de şistuozitate, cele mai multe avînd o poziţie oblică sau chiar perpendiculară pe direcţia de foliaţie. Se observă că unele cristale de stilpnomelan străbat feldspatul sau masa cuarţo-feldspatică, arătînd o formare ulterioară celorlalte minerale din rocă. Stilpnomelanul din bazinul văii Vaserului cuprinde un conţinut mai ridicat în fier.

Pleocroismul după $n\alpha$ = galben-auriu deschis şi după $n\gamma$ = brun-roşcat. Unghiul axelor optice este foarte apropiat de 0, fiind practic uniax. Clivajul după (001) este perfect şi foarte fin. Caracteristic este clivajul transversal, asemănător unor rupturi mici, deosebindu-se astfel de biotit. O altă deosebire constă în nuanţe brune, mai accentuate la stilpnomelan. Caracterele optice, ca şi analizele chimice, indică un feristilpnomelan.

Pentru determinarea stilpnomelanului, pe lîngă analizele microscopice s-au executat analize roentgenografice, termice diferenţiale şi chimice.

Analizele roentgenografice [2] nu s-au putut executa pe monominerale, separarea acestora fiind dificilă din cauza dimensiunilor foarte mici ale cristalelor. Determinările s-au făcut în pulberea care cuprindea și alte minerale; totuși, s-au putut semnala liniile de interferență caracteristice.

Din analizele termice diferențiale [3] a rezultat că forma curbelor termice (ATD, GT și GTD), precum și temperaturile efectelor termice (fig. 3), comparate cu o probă etalon de stilpnomelan, corespund acestui mineral. Efectele termice prezintă mici deplasări față de proba etalon și aceasta se datorește influenței celorlalte minerale componente din rocile analizate.

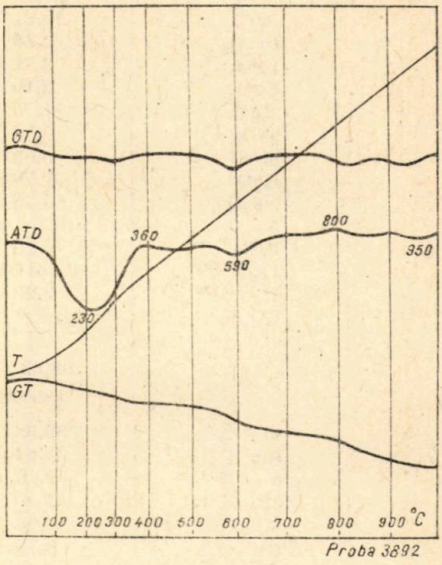


Fig. 3. — Curbe termice diferențiale.

CHIMISMUL ROCILOR CU STILPNOMELAN

Pînă în prezent în țara noastră se cunosc puține analize chimice ale rocilor cu stilpnomelan. Rezultatele acestor analize sînt în tabelul nr. 1.

Din analizele prezentate se constată că rocile cu stilpnomelan din bazinul văii Vaserului au caractere intermediare față de cele din partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali și din Masivul Locva. Conținutul mai ridicat în SiO_2 în rocile din valea Vaserului, comparativ cu cele din Masivul Locva, se poate pune pe seama unui amestec de material psamitic cu cel eruptiv. Analiza chimică de la Pîngărați indică o rocă de tip arcozian. Carbonatul de calciu în rocile analizate din Maramureș a rezultat din circulația soluțiilor ulterioare formării mineralelor principale din aceste roci. Se mai constată că fierul predomină asupra magneziului. Conținutul foarte scăzut în MnO nu a ajuns să contribuie la formarea varietății de manganostilpnomelan. Cu toate că cea mai mare parte a Al în rocile din cristalinul Maramureșului a intrat în constituția albitului, a rămas totuși o cantitate pentru formarea și dezvoltarea stilpnomelanului.

Comparînd valorile parametrilor Niggli din regiunea cercetată cu valorile altor roci analizate din cristalinul Carpaților Orientali se constată că rocile cu stilpnomelan din Maramureș se aseamănă cu gnaisele cu sericit și albit, determinate mai la sud de M. S a v u l (1938).

---

[2] Analist dr. G h. N e a c ș u.
[3] Analist D. T o d o r

Tabelul nr. 1

Analiza chimică	Zona nordică a Carpaților Orientali (bazinul văii Vaserului)[4]	Zona sudică a Carpaților Orientali (Pîngărați)[5]	Masivul Locva[6]
SiO_2	65,25	84,30	54,46
Al_2O_3	15,61	7,00	11,80
Fe_2O_3	2,69	1,80	11,45
FeO	3,72	0,50	3,20
CaO	2,10	0,20	5,53
MgO	1,70	0,70	1,11
TiO_2	0,78	0,40	1,40
MnO	0,08	0,10	0,25
K_2O	1,78	1,10	0,90
Na_2O	3,26	2,40	5,08
S	urme	—	—
P_2O_5	0,20	nedoz.	0,56
H_2O-^{105}	$0,26H_2O$	1,40	1,20
H_2O+^{105}	2,20	—	2,80
CO_2	lipsă	—	—
	99,63	99,90	99,74
	Parametrii Niggli		
al	39,33	40,01	22,0
fm	32,64	28,3	41,7
c	9,76	2,1	18,8
alk	18,40	19,5	17,5
k	0,26	0,23	0,1
mg	0,33	0,36	0,12
c/fm	0,29	0,07	0,45
ti	—	2,3	3,4
si	279,16	823	173
qz	105,56	605	—

Luînd în considerare rezultatele lucrării lui A. Streckeisen (1968), se constată că rocile cu stilpnomelan din bazinul văii Vaserului au caractere apropiate din punct de vedere chimic și petrografic cu șisturile cu stilpnomelan din Alpii elvețieni, analizate de Cornelius.

CONSIDERAȚII GENETICE

Paragenezele mineralogice ale rocilor cu stilpnomelan din bazinul văii Vaserului aparțin subfaciesului cuarț-albit-muscovit-clorit, specifice unor condiții de temperaturi și presiuni scăzute.

În ceea ce privește poziția stratigrafică a șisturilor cu stilpnomelan, cercetătorii anteriori au arătat că ele se situează la partea superioară a complexului epimetamorfic.

Parageneze caracteristice unor subfacies de temperatură și presiune ridicată, în care să apară biotitul, alături de stilpnomelan, cum este cazul la Ryôke din Japonia, nu au fost întîlnite în valea Vaserului.

[4] Analist S. Iliescu.
[5] Analist Dr. H. Schwander — Basel.
[6] Analist dr. A. Kižik.

Fig. 4. — N ‖, × 70.

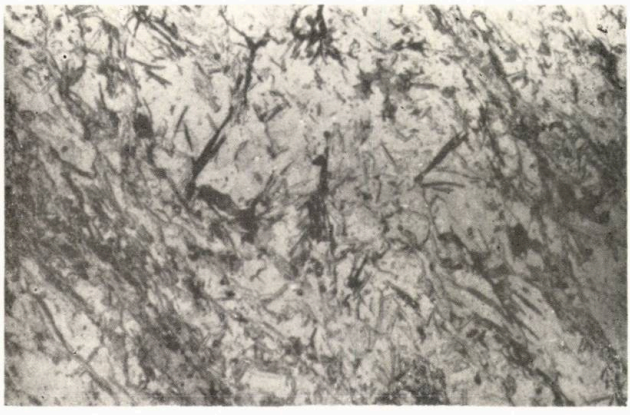


Fig. 5. — N ‖, × 70.

Fig. 6. — N +, × 100.

O. Maier (1969) a constatat că numai în partea sud-vestică a Masivului Locva complexul șisturilor cu stipnomelan prezintă un metamorfism ceva mai ridicat.

A. Streckeisen (1968) a arătat că în partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali stilpnomelanul apare mai frecvent în roci gnaisice (roci porfirogene, porfiroide, gnaise oculare etc.) și izolat în micașisturi cu granați cloritizați, la limita de trecere spre șisturile cristaline cu un metamorfism mai ridicat. De asemenea l-a determinat în granitele din valea Latoriței, precum și în granognaisele și cuarțitele din Masivul Parîngului, deci în condiții diferite de cele din valea Vaserului.

Cercetările noastre au arătat că în sectorul dintre valea Gurguiata—Valea Peștilor din Maramureș, complexul de roci cu stilpnomelan se situează la partea superioară a cristalinului epimetamorfic, delimitat de falii importante. Nu este exclusă posibilitatea de apariție și într-un facies de șisturi retromorfozate.

Întrucît stilpnomelanul din această regiune are, în general, o dispoziție oblică sau perpendiculară pe foliație, se deduce că este un mineral de neoformație, care a luat naștere în timpul unui metamorfism caracteristic fazelor alpine.

Stilpnomelanul se află cuprins și în planul de șistuozitate al rocilor, dar în proporție mai redusă. În cazul acesta poate fi considerat că s-a format în ultimele faze ale metamorfismului regional de grad inferior. Rocile în care se dezvoltă de preferință sînt pelitice sau psamitice, fin granulare, care au fost îmbogățite în fier. Fiind asociat aproape totdeauna cu clorit și sericit, unii cercetători consideră că stilpnomelanul ar proveni din clorit, ca rezultat al transformărilor determinate de aporturi de siliciu și potasiu. În acest sens, încă de multă vreme K. Redlich (1906) l-a determinat ca un mineral din grupa cloritului.

Rezultatele cercetărilor geologice din cristalinul Maramureșului aduc noi contribuții la cunoașterea ariei de dezvoltare a șisturilor cu stilpnomelan din țara noastră.

SUR LA PRÉSENCE DU STILPNOMÉLANE DANS LE CRISTALLIN DE MARAMUREȘ

RÉSUMÉ

Les recherches géologiques effectuées ces dernières années dans le cristallin du Vaser (Maramureș) ont mis en évidence l'apparition de la stilpnomélane comme minéral constitutif des schistes d'épizone de cette région. Il apparaît plus fréquemment dans les métatuffites basiques et dans les schistes à chlorite et phengite. Ceux-ci constituent un niveau à la partie supérieure du complexe épimétamorphique qui se développe vers la limite occidentale du cristallin du Vaser, dans le secteur limité par la vallée de Gurguiata et la vallée Peștilor dans les environs de Vișeul de Sus.

Les paragenèses minéralogiques des roches à stilpnomélane indiquent le sous-facies quartz-muscovite-chlorite des schists verts.

Le stilpnomélane de ce sous-facies s'est formé sous l'influence d'une température assez basse et d'une faible pression.

En ce qui concerne, la position stratigraphique des roches à stilpnomélane, celles-ci occupent la partie supérieure de la série des schistes épimétamorphiques.

La zone d'affleurement de ces schiştes est délimitées par d'importantes lignes de fracture.

Les caractères pétrographiques et chimiques du stilpnomélane de la région étudiée trahissent sa formation au cours des dernières phases du métamorphisme régional, voire même d'un métamorphisme alpin.

La mise en évidence du stilpnomélane dans le cristallin de Maramureş a une répartition bien plus importante dans les Carpates orientales où son apparition était peu connue.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1929), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului, jud. Neamţ (Etudes géologiques dans les environs de Tulgheş)*, An. Inst. Geol. Rom., **13**, 165—508.

Cornelius H.P. (1935), *Geologie der Err — Julier — Gruppe*, I. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 70/1, Berna.

Deer A.W., Howie A.R., Zussman J. (1963), *Rock-Forming Minerals*, Longmans, Londra.

Dessila—Codarcea M. (1966), *Problema orizontării şi răspîndirii Rifeanului în România*, An. Com. Stat Geol., **35**, 105—163.

Giuşcă D. (1962), *Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare şi Delineşti*, St. cerc. geol., **7**, *3—4*, 545.

Kräutner H. (1965), *Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., **10**, *1*, 195—227.

Kräutner H., Kräutner Florentina (1962), *Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală şi estică a Masivului Poiana Ruscăi*, St. cerc. geol., **VII**, *2*, 369—379.

Maier O. (1969), *Stilpnomelangesteine des Locva—Kristallins (Rumänien)*, N. Jb. Miner. Abh., Stuttgart, **110**, *2*, 199—209.

Niggli E. (1956), *Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen*, Schw. Min. Petr. Mitt., Zürich., **36**, *2*, 511.

Niggli E., Niggli C.R. (1965), *Karten des Verbreitung einiger Mineralien der alpischen Metamorphose in dem Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali, Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*, Eclog. Geol. Helv., Basel, **58**, *1*.

Redlich K.A. (1906), *Der Kiesbergbau Louisenthal (Fundul Moldavi) in der Bukowina*, Öst. Zeitsch. f. Berg und Hüttenw., Viena.

Reinhard M., Atanasiu I. (1927), *Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ostkarpaten*, An. Inst. geol. Rom., **12**, 391—413.

Savul M. (1938), *Le cristallin de Bistriţa. La région Dorna — Broşteni (districts Cîmpulung et Neamţ)*, Ann. scient. Univ. Jassy, *24*, 415—466.

Streckeisen A. (1968), *Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpaten*, Schw. Min. Petr. Mitt, Zürich, **48**, *3*.

Streckeisen A., Niggli E. (1958), *Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schwizer Alpen.*, Schw. Min., Petr. Mitt., Zürich **38**, *1*, 76—82.

Turner J.F., Hutton C.O. (1935), *Stilpnomelane and Related Minerals as Constituents of Schists from western Otago—New Zeeland*, Geol. Mag., **72**.

Winkler H.G.F. (1965), *Die Genese der metamorphen Gesteine*, Springer Verl. Berlin — Heidelberg — New York.

Primit în redacţie la 21 octombrie 1969

Întreprinderea geologică de prospecţiuni
a Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

HIALOFANUL ŞI ALBITUL ÎN MINERALIZAŢIILE CU MANGAN DIN MINA ARGESTRUŢ, IACOBENI*

DE

M. BĂLAN

55 (05)

Cu ocazia cercetării zăcămintelor de minereu de mangan din regiunea Iacobeni, în mina Argestruţ au fost descoperite filoane cu hialofan, albit şi cuarţ, discordante faţă de stratificaţia în bancuri groase a minereului bogat în rodocrozit.

Masa granulară a *filoanelor cu hialofan* este străbătută de o reţea de filonaşe umplute cu rodocrozit, cuarţ, clorit şi muscovit, minerale care se găsesc şi diseminate în cristalele de hialofan, ceea ce determină separarea dificilă a cristalelor de hialofan perfect pure. Analiza modală a unei secţiuni subţiri arată că participarea impurităţilor este de aproximativ 20—25%. Hialofanul, colorat cenuşiu pînă la slab-verzui, apare sub formă de cristale a căror suprafaţă de clivaj este de obicei de 10 cm^2, iar uneori chiar mai mare. În masa cuarţului din filonaşe au fost observate, de asemenea, cristale mărunte de hialofan cu habitus prismatic, fiind prezente feţele : (110), (010) şi (001).

În tabelul nr. 1 se dau constantele optice şi densitatea hialofanului de la Iacobeni în comparaţie cu hialofanul de la Busovača. Valorile mai mari ale hialofanului de la Iacobeni corespund unui conţinut mai ridicat de *celsian*. Anomalia aparentă evidenţiată de analizele chimice (tabelul nr. 2) se explică prin puritatea mai mare a eşantionului de la Busovača.

Debyeograma hialofanului de la Iacobeni (tabelul nr. 3) este de tip adular : valorile *d* sînt apropiate de cele ale adularului pentru majoritatea liniilor. În plus, liniile 6, 7, 11, 21 şi 29 se suprapun perfect peste

---

* Comunicare prezentată la sesiunea ştiinţifică a Institutului de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România, din aprilie 1969.

liniile corespunzătoare din debyeograma unei ortoze, executată în aceleaşi condiţii.

Tabelul nr. 1

Hialofan: caracteristici fizico-chimice

Denumirea constantei	Hialofan, Iacobeni		Hialofan, Busovača, Bosnia, Yugoslavia[1]
	măsurat	calculat	
Ng	1,551[2]		1,549
Nm	1,549		1,547
Np	1,546		1,544
Ng—Nm	0,0019[3]	0,002	
Nm—Np	0,0024	0,003	
Ng—Np	0,0047	0,005	0,005
—2V	83°[4]	82°38′	68,9° (măs.)
Np : (001)	28°		24,5°
Orientare optică	Ng ∥ b, PAO⊥(010)		Ng ∥ b, PAO⊥(010)
Densitate, g/cm³	2,883[5]		2,875
Compoziţie celsian	50,1		45,3
% greut. ortoză	39,7		37,7

[1] Roy (1965)
[2] T = 25° C. Lumină albă. Imersie (amestec de lichide)
[3] Compensator Berek.
[4] Masa universală.
[5] T = 21°C. Metoda picnometrului.

Tabelul nr. 2

Analize de hialofan

Oxizi	Iacobeni [1]	Busovača [2]
SiO_2	49,25	49,54
TiO_2	—	
Al_2O_3	19,02	23,14
Fe_2O_3	1,17	0,11
FeO	0,072	
MnO	2,20	
MgO	4,46	0,04
CaO	2,04	0,19
BaO	16,35	19,01
K_2O	5,38	6,37
Na_2O	0,43	1,65
P_2O_5	lipsă	
S	0,087	
CO_2	—	
H_2O	lipsă	
Total	100,46	100,05

[1] Analist: Nedelcu Georgeta.
[2] Gay şi Roy (1968).

Deoarece înregistrarea nu a fost făcută în prezenţa unui standard intern, lipseşte precizia necesară pentru folosirea reflexului 132 în vederea determinării conţinutului de celsian (% greut.) şi pe această cale.

Aceste date conduc la concluzia că mineralul în cauză este hialofan cu 50% greutate celsian.

Albitul din *filoanele cu albit* prezintă cristale centimetrice cu macle după legea albit şi Karlsbad. Culoarea mineralului este cenuşiu-alb, luciul sticlos.

Din tabelul nr. 4 rezultă asemănarea strînsă a constantelor optice ale mineralului studiat cu cele ale albitului. Valorile mari ale unghiului axelor optice, unghiului de extincţie, indicilor de refracţie şi birefringenţei indică un albit de temperatură joasă. Măsurătorile efectuate la masa universală pe un cristal maclat Karlsbad au confirmat atît compoziţia albitică (0% An), cît şi existenţa formei de temperatură scăzută.

Tabelul nr. 3

Date roentgenografice

Nr. crt	Hialofan, Iacobeni		
	hkl	I	d,Å
1		11	4,984
2		11	4,539
3		22	4,155
4	130	22	3,748
5	$\bar{1}14$	39	3,433
6	220	67	3,295
7	040, 004	100	3,217
8	132	50	2,984
9	024, 042	39	2,893
10		16	2,755
11	114, $\bar{2}42$	89	2,560
12		16	2,413
13		33	2,317
14		16	2,204
15	060, 006	50	2,164
16		22	2,062
17		16	2,010
18		33	1,930
19		5	1,892
20		33	1,860
21		89	1,800
22		5	1,780
23		28	1,673
24		28	1,632
25		16	1,591
26		39	1,574
27		11	1,534
28		11	1,517
29		44	1,502

– Radiaţie Fe, fără filtru.
– Liniile K_β au fost eliminate.
– Indexarea după Frondel, Ito şi Hendricks (1966)

Analiza parţială a albitului de la Iacobeni (tabelul nr. 5) arată un conţinut de Na_2O ceva mai mic decît conţinutul teoretic, deoarece mineralul conţine circa 5—10% rodocrozit + cuarţ.

Pentru moment nu dispunem de suficiente date pentru a susţine originea magmatică sau metamorfică a feldspaţilor analizaţi. Ţinînd sea-

Tabelul nr. 4

Albit: constante optice şi densităţi

Denumirea constantei	Albit, Iacobeni		Albit, pegmatit (Suedia)[1]	Albit, pegmatit (India)[1]
	măsurat	calculat		
Ng		1,539		1,5389
Nm	1,533[2]			1,5326
Np		1,529		1,5285
Ng—Nm	0,0056			
Nm—Np	0,0040			
Ng—Np	0,0107			
+2V	77°	78°30′	77°	79°
Np : (001)	20°		20°	19,5°
Densitate, g/cm³	2,616		2,612	2,6280

[1] Deer, Howie şi Zussman (1963).
[2] Constantele au fost măsurate în aceleaşi condiţii ca la hialofan.

Tabelul nr. 5

Analize parţiale de albit

Oxizi	Albit, (Iacobeni) [1]	Albit, pegmatit (Suedia) [2]
Na_2O	10,24	11,65
K_2O	0,14	0,08
BaO	lipsă	—
CaO	n.d.	0,03

[1] Analist: Nedelcu Georgeta.
[2] Deer, Howie şi Zussman (1963).

ma de existenţa mineralelor hidrotermale de bariu la Ostra şi de faptul că în şisturile cristaline ale Carpaţilor se cunosc pegmatite cu feldspaţi, pot fi reţinute ca ipoteze de lucru, ambele posibilităţi.

HYALOPHANE AND ALBITE FROM ARGESTRUŢ MINE, IACOBENI

SUMMARY

The ore bodies rich in rhodochrosite from Argestruţ mine are crossed by quartz feldspar-bearing pegmatitic veins. By means of optical, chemical, and X-ray data two minerals, unknown time ago in the Iacobeni area, have been identified : hyalophane with 50 % Cn by weight and albite with 0 % An. The discovery of these minerals facilitate the comparison of manganiferous ore deposits from Iacobeni with others manganese deposits situated in crystalline schists.

BIBLIOGRAFIE

DEER A.W., HOWIE A.R., ZUSSMAN J. (1963), *Rock-forming minerals, 4.*

FRONDEL C., ITO J., HENDRICKS G.J. (1966), *Barium feldspars from Franklin, New Jersey*, Amer. Min., *51*, 1388.

GAY P., ROY N.N. (1968), *The mineralogy of the K—Ba feldspar series, III. Subsolidus relationships*, Min. Mag., *36*, 914.

RĂDULESCU D., DIMITRESCU R. (1966), *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei, Bucureşti.

ROY N.N. (1967), *The mineralogy of the K—Ba feldspar series. II. Studies on hydrothermally sinthesized members*, Min. Mag., *36*, 43.

ROY N.N. (1965), *The mineralogy of the K—Ba feldspar series. I. The determination of the optical properties of natural members*, Min. Mag., *35*, 508.

Primit în redacţie la 21 octombrie 1969

Institutul geologic al Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

ASUPRA UNUI AMFIBOL HASTINGSITIC DIN ZONA CU SILLIMANIT A MUNȚILOR SEMENIC

DE

H. SAVU și CECILIA VASILIU

55 (05)

În complexul inferior din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic (Banat), situat între Sadova Veche și Teregova, se găsesc zăcăminte de fier vulcanogen-sedimentare metamorfozate, în care apar intercalații de roci amfibolice cu cristale larg dezvoltate de hornblendă.

După cum s-a arătat anterior (H. Savu, 1969 și 1970), acest complex metamorfic are o grosime de aproximativ 2 000 m și este alcătuit din paragnaise cu sillimanit și paragnaise cu muscovit, biotit și almandin, în care se intercalează numeroase nivele de ortoamfibolite și două nivele importante de dolomite cristaline, calcare cu silicați și amfibolite cu piroxen. Zăcămintele lenticulare de magnetit, siderit și ankerit se asociază cu rocile carbonatice și ortoamfibolitele.

Amfibolul hastingsitic alcătuiește benzi sau lentile intercalate în minereul de magnetit de la Feneș sau în amfibolitele din culcușul acestuia, unde a fost semnalat de unul din noi încă din anul 1962[1].

PROPRIETĂȚI FIZICE

Cristalele de amfibol de culoare neagră prezintă habitus prismatic și sînt larg dezvoltate, lungimea lor variind între 5 și 10 cm. Greutatea specifică variază între 3,20 și 3,25. Aceste cristale sînt maclate uneori după 100 și conțin rare incluziuni de magnetit, apatit, titanit, uneori și de ortit brun care prezintă în jurul său o aureolă pleocroică slabă.

[1] H. Savu (1962), *Raport geologic asupra regiunii Teregova — Luncavița — Armeniș*, Arh. Inst. geol.

Proprietăţile optice ale amfibolului sînt următoarele :

Ng — verde închis-albăstrui
Nm — verde închis-bruniu
Np — galben
$C \wedge Ng = 18°$
$Ng - Np = 0{,}019$
$(-)\ 2V = 62°$
Panul axelor optice || olo
$1 = (+)$

Rezultatele analizei termodiferenţiale, efectuată pe material dintr-un cristal larg dezvoltat, sînt prezentate în diagrama din figura 1. Curba DTA pune în evidenţă două efecte termice importante, caracteristice pentru acest amfibol, şi anume un efect endoterm slab la 600°C, datorat pierderii apei de constituţie, şi un efect exoterm la 710°C, derminat de oxidarea fierului din structura mineralului.

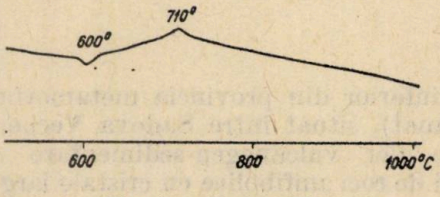


Fig. 1. — Curba DTA.

Pentru o descriere mai completă, amfibolul de la Feneş a fost analizat şi cu ajutorul razelor X. Rezultatele acestei analize, efectuată de G. Neacşu, sînt redate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Liniile de difracţie ale amfibolului

Nr. crt.	I	d/n	Nr. crt.	I	d/n
1	4	14,31	16	3	2,617
2	8,5	8,45	17	4	1,562
3	0,3	6,85	18	2	2,347
4	0,5	5,76	19	2	2,309
5	0,5	5,67	20	4	2,140
6	1,4	4,98	21	0,6	2,025
7	0,6	4,83	22	2	2,003
8	1,2	4,59	23	0,4	1,926
9	0,8	4,54	24	0,2	1,865
10	1	3,938	25	0,2	1,732
11	0,3	3,807	26	4,5	1,653
12	3,5	3,494	27	3,5	1,593
13	4	3,135	28	0,5	1,521
14	0,4	2,941	29	0,2	1,500
15	10	2,725	30	3	1,464

Valorile obținute din măsurarea intensității liniilor de difracție, comparate cu analizele roentgenografice prezentate de V. I. Miheev (1957), caracterizează un amfibol situat în grupa pargasit-hastingsit. Acesta prezintă caractere de tranziție între amfibolii calcici și cei sodici de tip osanit.

COMPOZIȚIA CHIMICĂ

În vederea efectuării analizei chimice, din materialul mojarat au fost îndepărtate, cu ajutorul unui magnet, rarele incluziuni extrem de fine de magnetit ce se găsesc în amfibol (pl. I, fig. 1). Rezultatul acestei analize este redat mai jos.

Analiza chimică a amfibolului de la Feneș

Oxizi	%	Atomi	Oxigen	Atomi × k[2]
SiO_2	40,57	675	1 350	6,278
Al_2O_3	11,75	231	346,5	2,148
Fe_2O_3	7,34	92	138	0,856
FeO	16,35	228	228	2,120
MnO	0,34	5	5	0,047
MgO	7,10	176	176	1,637
CaO	11,28	201	201	1,869
Na_2O	1,99	65	32,5	0,605
K_2O	0,99	21	10,5	0,195
TiO_2	0,76	10	20	0,093
P_2O_5	0,02	—	—	—
H_2O	1,31	146	73	1,358
TOTAL:	99,80		2 580,5	

Comparînd analiza chimică a amfibolului de la Feneș cu numeroasele analize cunoscute în literatură pentru toate grupele de amfiboli (W. A. Deer și colab., 1963), constatăm că acesta se aseamănă foarte mult cu hastingsitul studiat de C. G. Engel (1959) în Munții Henry (Utah).

Analiza spectrală a mineralului, efectuată de C. Udrescu, a pus în evidență următoarele elemente minore: 36 ppm Ni, 40 ppm Co, <5 ppm Cr și 50 ppm V.

Formula cristalochimică calculată din analiza chimică de mai sus este următoarea:

$$(K_{0.195}\ Na_{0.474})_{0.669}\ (Ca_{1.869}\ Na_{0.131})_{2.00}\ (Mn_{0.047}\ Fe^{+2}_{2.120}\ Mg_{1.637}\ Fe^{3+}_{0.856}\ Ti_{0.093}\ Al_{0.426})_{5.18}$$
$$(Al_{1.722}\ Si_{6.278})_8\ O_{22}(OH)_{1.358}$$

[2] Factorul $k = \frac{24}{a} = 0{,}0093$, în care valoarea 24 reprezintă numărul de atomi de oxigen din formula teoretică, iar a numărul de atomi de oxigen corespunzător oxizilor rezultați din analiză și care, în cazul de față, este egal cu 2 580,5.

Componenţii normativi (W. S. Ernst, 1968; W. E. Tröger, 1969) care intră în alcătuirea acestei formule caracterizează, de asemenea, un amfibol din seria pargasit-hastingsit, ceea ce rezultă şi din diagrama din figura 2, construită după W. A. Deer şi colab. (1963). În comparaţie cu hornblendele comune din amfibolitele care apar ca intercalaţii în şisturi cristaline din regiune (H. Savu, 1970), sînt de remarcat următoarele particularităţi ale acestui amfibol:

— în grupa X, calciul este înlocuit în parte de sodiu; acesta din urmă este însă în exces, el alcătuind împreună cu potasiul grupa A;

— în grupa Y atomii de Mg sînt înlocuiţi parţial cu atomi de Fe^{2+}, astfel că raportul 100 Mg : (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) = 35,1;

— siliciul din grupa Z este şi el înlocuit în proporţie de 1 : 3 cu atomi de Al, element care intră însă şi în grupa Y.

Raportul Fe^{3+} : (Fe^{3+} + $[Al]^6$) = 0,66, valoare care, după E. Tröger (1969), este o caracteristică a ambifolilor hastingsitici.

În ceea ce priveşte distribuţia elementelor chimice în structura cristalină a mineralului, aceasta rezultă din microfotogramele în raze X obţinute cu ajutorul unei microsonde electronice de tip „Jeol" (pl. I şi II). Porţiunea de cristal analizată (cenuşiu) cuprinde în centru, sub formă de incluziuni, cîteva granule de magnetit (alb), înconjurate de titanit redat prin culoare mai închisă (pl. I, fig. 1).

Se observă că distribuţia atomilor de oxigen[3] este aproape uniformă, atît în amfibol, cît şi în celelalte două minerale. Distribuţia siliciului este mai densă în titanit decît în amfibol, observaţie care se poate face şi în privinţa repartiţiei atomilor de Al şi Na. Remarcăm că în amfibol, Na este mai puţin frecvent în unele benzi, în care K are o frecvenţă,

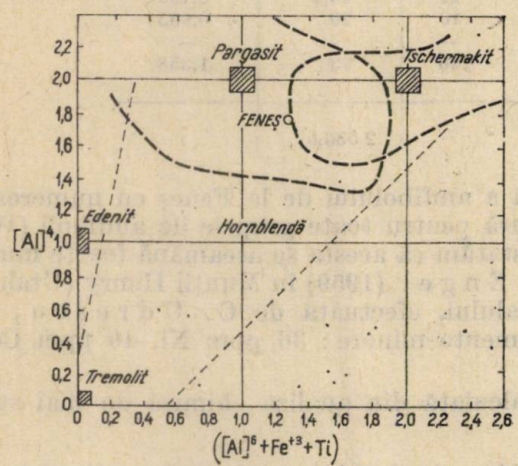


Fig. 2. — Poziţia amfibolului de la Feneş pe diagrama $[Al]^4$ / ($[Al]^6$ + Fe^{3+} + Ti).

mai mare (pl. II, fig. 1), iar Ca lipseşte aproape complet. Fierul şi magneziul prezintă o distribuţie uniformă în amfibol.

Elementele minore Mn şi Cr se prezintă cu o distribuţie uimitor de uniformă, atît în amfibol, cît şi în celelalte două minerale incluse, cu toate

[3] Atomii elementelor analizate sînt marcaţi pe microfotograme prin puncte albe.

că elementele majore Fe și Mg, pe care le pot înlocui izomorf, prezintă conținuturi foarte diferite în cele trei minerale (Pl. II, fig. 5 și 6). Aceasta ne face să presupunem că procesul de captare a unor elemente minore în rețelele mineralelor nu depinde de abundența elementului major din rețeaua acestora, ci este determinată mai curînd de temperatura la care are loc cristalizarea și, evident, de abundența elementului minor în mediul de cristalizare.

GENEZA MINERALULUI

Compoziția chimică și dimensiunile mari ale cristalelor de amfibol hastingsitic, în comparație cu cele obișnuite ale hornblendelor din amfibolitele intercalate în șisturile cristaline din regiune, arată că acest mineral a luat naștere în condițiile migmatizării formațiunilor în care se găsește. H. Savu (1969 și 1970) a arătat că aceste formațiuni din complexul cristalin inferior din Munții Semenicului au fost metamorfozate în condițiile zonei cu sillimanit și se caracterizează prin următoarea asociație de minerale stabile în rocile silico-aluminoase de origine pelitică :

1) Cuarț — sillimanit — muscovit — almandin — plagioclaz — biotit.

Grosimea șisturilor cristaline din întreaga provincie metamorfică și asociațiile de minerale stabile au permis să se aprecieze că metamorfismul a avut loc la $T \geqslant 700°C$ și $P \sim 10$ Kb. Aceste condiții termodinamice au determinat fenomene de anatexie diferențială, conducînd la formarea de soluții migmatice, din care au rezultat migmatite stromatitice, filoane ptygmatice și numeroase filoane concordante sau discordante de pegmatite care abundă în acest complex.

Soluțiile anatectice cu caracter pegmatoid au reacționat cu rocile în care s-au infiltrat, determinînd formarea de minerale și parageneze caracteristice. Astfel, în amfibolitele intercalate în minereul de magnetit de la Feneș s-au format cristale larg dezvoltate de amfiboli hastingsitici, care apar în următoarele asociații :

2) Hastingsit — piroxen (salit) — titanit — apatit.

3) Hastingsit — clinozoizit (pistațit) — calcit — granat — titanit — magnetit.

În cursul acestui proces, soluțiile migmatice au introdus în ortoamfibolitele afectate Al, Fe, Na și K, îndepărtînd o parte din ionii de Si, Mg și Ca. Este probabil că fierul necesar a fost împrumutat de la magnetitul din minereu. Fenomene asemănătoare au fost descrise de Y. Ogura (1958) în procesul de granitizare a rocilor bazice din platoul Abukuma (Japonia) și semnalate de A. Buddington și B. Leonard (1953) în gnaisele granitice din Adirondack.

În concluzie, rezultă că în condițiile migmatizării rocilor bazice, în general bogate în mafite, amfibolii ce se formează tind să-și modifice compoziția — pe măsura accentuării procesului — de la aceea a hornblendelor comune în șisturile cristaline spre compoziția hastingsitelor, minerale caracteristice pentru sienodiorite, sienite și pentru unele roci granitoide.

ON A HASTINGSITE AMPHIBOLE IN THE SILLIMANITE ZONE OF THE SEMENIC MOUNTAINS

SUMMARY

Within the amphibolitic intercalations of the magnetite ore deposit, located in the sillimanite zone of the Pre-Baikalian province (Semenic Mts), large-sized (5—10 cm long) amphibole crystals showing strong pleochroism are to be found. The crystallo-chemical formula is such as follows : $(K_{0.195}\,Na_{0.474})_{0.669}\,(Ca_{1.869}\,Na_{0.131})_{2.00}\,(Mn_{0.47}\,Fe^{2+}{}_{2.120}\,Mg_{1.637}\,Fe^{3+}{}_{0.856}\,Ti_{0.093}\,Al_{0.426})_{5.18}\,(Al_{1.722}\,Si_{6.278})_8\,O_{22}\,(OH)_{1.358}$. Optical properties and thermodifferential (Fig. 1), X-ray (Table 1), chemical analyses, as well as the structure formula have proved that this amphibole falls into the hastingsite group (Fig. 2). It has formed under the conditions of migmatization of the crystalline schists and of the iron ore deposits, phenomenon determined by the solutions generated by differential anathexis at $T \geqslant 700°C$ and $P \sim 10$ Kb. The distribution of chemical elements in the structure of the mineral under study, traced by means of the scanning microanalyzer (Plate I and II), is commonly uniform ; as regards the distribution of some elements such as Na, K and Ca anomalies are to be noticed. The minor elements Mn and Cr are uniformly distributed both in the amphibole and its magnetite and titanite inclusions (Plate II, Fig. 5 and 6).

BIBLIOGRAFIE

Buddington A.F., Leonard B.F. (1953), *Chemical petrology and mineralogy of hornblendes in North-west Adirondack granitic rocks*, Amer. Min., **38**.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1963), Rock *Forming Minerals*, Longmans, Londra, **2**.

Engel C.G. (1959), *Igneous rocks and constituent hornblendes of the Henry Montains*, Utah. Bull. Geol. Soc. Amer., **70**.

Ernst W.S., (1968), *Amphiboles*, Springer—Verlag, Berlin.

Miheev V.I. (1957), *Rontghenometriceskii opredeliteli mineralov*, Moscova.

Ogura Y., (1958), *On the granitization of some basic rocks of the Gosaisho — Takanuki District, Southern Abukuma Plateau, Japan*, Jap. Journ. Geol. Geogr., **XXIX**, *4*.

Savu H. (1969), *Les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic*, Carpatho—Balkan Geol. Assoc. IX Congr., Budapesta, 1969, Reports.

Savu H. (1970), *Stratigrafia şi izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicalină din Munţii Semenic*, An. Com. Stat Geol., **XXXVIII**.

Tröger W.E. (1969), *Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale*, Stuttgart, *2*.

Primit în redacţie la 3 decembrie 1969

Institutul geologic
al
Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

Structura secțiunii din cristalul de amfibol și distribuția O, Si, Al, Na, Ca.

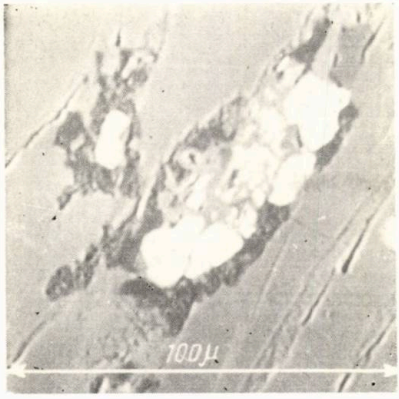


Fig. 1. — Compoziția.

Fig. 2. — O, imagine la raze X.

Fig. 3. — Si, imagine la raze X.

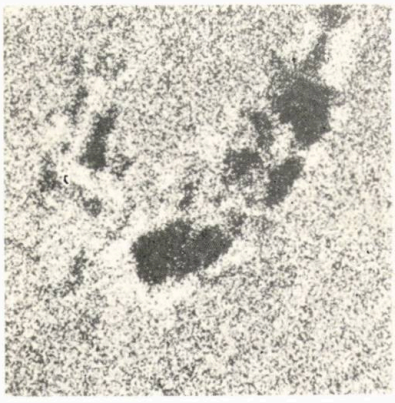


Fig. 4. — Al, imagine la raze X.

Fig. 5. — Na, imagine la raze X.

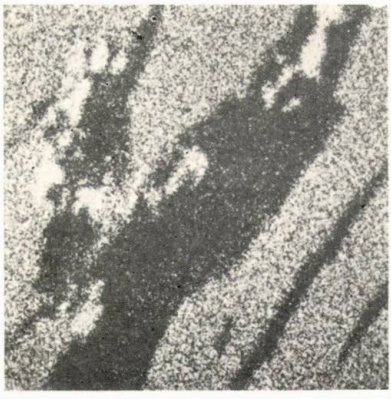


Fig. 6. — Ca, imagine la raze X.

Distribuția K, Fe, Mg, Ti, Mn, Cr în cristalul de amfibol.

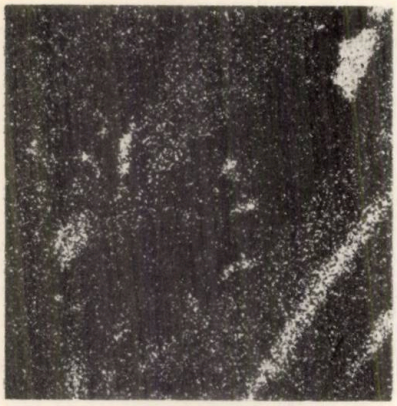


Fig. 1. — K, imagine la raze X.

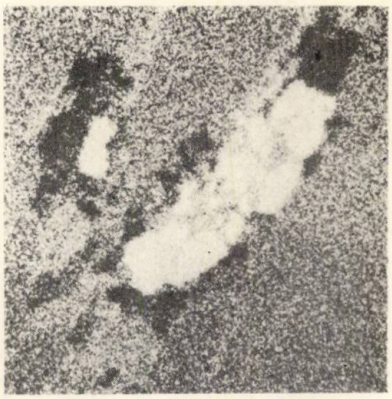


Fig. 2. — Fe, imagine la raze X.

Fig. 3. — Mg, imagine la raze X.

Fig. 4. — Ti, imagine la raze X.

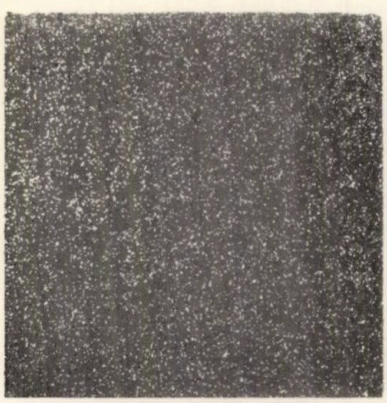


Fig. 5. — Mn, imagine la raze X.

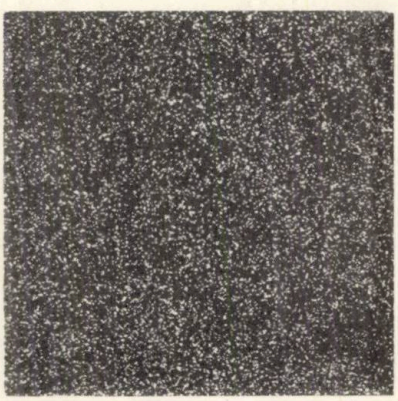


Fig. 6. — Cr, imagine la raze X.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR SKARNE MINERALIZATE PE VALEA TISMANEI

DE

T. BERZA și D. GHEORGHIȚESCU

Formațiunile metasomatice de contact descrise în prezentul studiu aflorează în bazinul superior al văii Tismanei (Munții Vulcan), pe afluenții Crișanul Nou și Pîrîul Adînc (fig. 1).

D. Ionescu Bujor (1911), L. Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 *b*) au separat în această zonă granite de Tismana și de Suseni, respectiv Susița, iar L. Pavelescu și R. Dimitrescu (1966) menționează existența unor serpentine pe valea Tismanei,

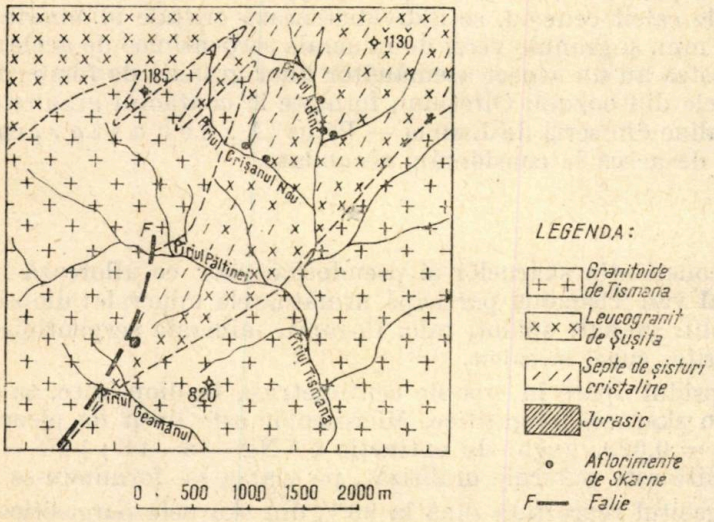


Fig. 1. — Schița geologică a bazinului superior al văii Tismana.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 553—560, București, 1970

în cadrul seriei de Lainici — Păiuş. În altă lucrare, L. Pavelescu şi Maria Pavelescu (1962 *a*), deşi nu le descriu în text, trec pe harta geologică o lentilă de skarne cu diopsid şi granat în cadrul masivului granitoid de Tismana, la circa 4 km, VSV de zona ce face obiectul actualei discuţii.

În bazinul superior al văii Tismanei aflorează granitoide de Tismana şi de Suşiţa şi şisturi cristaline aparţinînd seriei de Lainici — Păiuş. Granitul de Suşiţa şi şisturile cristaline formează o lamă orientată nord-est — sud-vest, efilată către sud-vest, prinsă în granitoidele (granite porfiroide, granodiorite şi diorite cuarţifere) de Tismana. În această fîşie, în care predomină cuarţitele, cuarţitele biotitice şi gnaisele intens migmatizate de către granitul de Suşiţa, au fost observate în cîteva puncte aflorimente decimetrice sau metrice de roci silicatate, adesea cu pirită, ce reprezintă intercalaţii sau lentile calcaroase transformate metasomatic. Astfel, pe Pîrîul Adînc apare o intercalaţie decimetrică de diopsidit uralitizat cu mineralizaţie piritoasă în gangă silicioasă. Pe pîrîul Crişanul Nou sînt bine deschise aflorimente de ordinul zecilor de metri de skarne şi pseudoskarne cu diopsid, pargasit, granat, epidot, talc, brucit, pirită şi calcit, pseudoskarne serpentinice cu pirită şi pseudoskarne cloritice nemineralizate.

Diopsiditele sînt roci mineralizate alcătuite în special din diopsid centimetric şi pirită. Pe seama diopsidului se dezvoltă tremolitul, păstrîndu-se orientarea cristalului pseudomorfozat. Pirita este dispusă în cuiburi sau formează filonaşe şi este însoţită de cuarţ.

Skarnele pargasitice sînt roci verzi, cu granulaţie milimetrică şi sînt constituite din pargasit, diopsid şi granat, cărora li se adaugă, într-o etapă ulterioară, epidotul, talcul, brucitul, pirita şi calcitul.

Un aspect deosebit îl au pseudoskarnele serpentinice, în care, pe un fond de calcit cenuşiu, se individualizează cristale idiomorfe de pirită, de 0,5—1 mm, şi granule verzi de minerale serpentinice de aceleaşi dimensiuni. Acestea au un aspect asemănător unor granule de forsterit în calcit din skarnele din bazinul Olteţului, formate la contactul granitelor cu calcare cristaline din seria de Lainici — Păiuş (A. Schuster, comunicare verbală); de aceea le considerăm secundare.

★

În constituţia skarnelor şi pseudoskarnelor ce aflorează în bazinul superior al văii Tismanei participă următoarele minerale: diopsid, pargasit, tremolit, granat, epidot, talc, flogopit, minerale serpentinice, clorite, brucit, pirită, cuarţ şi calcit.

Diopsidul apare în cristale centimetrice, în diopsidite, sau submilimetrice, în skarnele pargasitice. Microscopic este lipsit de pleocroism, cu $Ng - Np = 0{,}029$, unghi de extincţie $c \wedge Ng = 38-44°$; $+2V = 56-60°$. În diopsidite este puternic uralitizat, pe seama sa formîndu-se tremolit.

Pargasitul reprezintă pînă la 90% din skarnele pargasitice, este incolor sub microscop, cu $Ng - Np = 0{,}019$, unghi de extincţie $c \wedge Ng = 18-26°$, optic pozitiv — caracteristică esenţială, şi $+2V = 70-76°$.

Tremolitul este fibros, nepleocroic, cu $Ng - Np = 0{,}024$, unghi de extincţie $c \wedge Ng = 14-21°$, $-2V = 80-88°$.

Tabelul nr. 1

Constante optice ale diopsidului și amfibolilor determinate cu M. U. F.

Mineral	c ∧ Ng (grade)	+ 2V (grade)
Diopsid	38, 38, 38, 42, 43, 44	56, 60, 60, 60
Pargasit	18, 18, 20, 20, 20, 20, 21, 22, 25, 26	70, 70, 72, 74, 74, 76, 76
Tremolit	14, 16, 16, 16, 17, 18, 21	92, 92, 98, 100

Granatul apare ca cristale milimetrice de culoare galben-brună, caracteristică granditelor bogate în molecule de grosular. În secțiune subțire este în general xenomorf, ușor gălbui, uneori anizotrop, cu culori anomale de birefringență (albastru de Prusia). Uneori se remarcă o slabă zonare, imprimată de alternanța unor benzi izotrope cu altele anizotrope.

Mineralele din grupa epidotului se prezintă ca granule mărunte, asociate cu calcitul și granatul în skarnele pargasitice hidrotermalizate, și sînt reprezentate atît prin clinozoizit, cît și prin termeni pistazzitici.

Talcul apare în paiete fine, pînă la 0,1 mm, ce se dezvoltă pe pargasit sau bordează cristalele de pirită. Prezintă clivaj perfect după (001), este lipsit de pleocroism și are extincția dreaptă; alungirea este pozitivă, $Ng - Np = 0{,}040$ și $-2V = 14°$.

Flogopitul apare în cristale milimetrice de culoare brună, care prezintă pleocroismul caracteristic: Ng-galben, Nm-incolor, Np-incolor; cristalele sînt practic uniaxe, de semn optic negativ.

Penninul formează agregate monominerale verzi, translucide, lipsite de pleocroism, cu birefringență extrem de slabă; uneori apar nuanțele anomale violacee caracteristice. Spectrul de absorbție în infraroșu[1] este caracteristic pentru pennin, prezentînd benzi de absorbție la 445, 459, 522, 652, 771, 818, 961, 1 000, 1 050 și 1 082 cm^{-1}, corespunzătoare valorilor citate în literatură (H. Moenke, 1962).

Mineralele serpentinice sînt dispuse sub formă de granule cu contururi rotunjite, adesea cu structură în rețea, uneori cu o dispoziție caracteristică a fibrelor în ceas de nisip (W. A. Deer și colab., 1963). Alungirea negativă indică prezența formei α serpentin. Deși la microscop în general granulele apar incolore, unele dintre ele sau porțiuni ale unora pot fi colorate slab în galben-verzui. De asemenea, unele granule prezintă culori anomale de birefringență, violacee. Spectrul în infraroșu prezintă atît caracteristici ale spectrului penninului (443, 457, 960 cm^{-1}), cît și ale crisotilului (661, 3 681 cm^{-1} și accentuarea benzilor de absorbție de la 1 054 și 1 080 cm^{-1}, care la pennin apar numai ca inflexiuni). Avînd în vedere aceste rezultate preliminare, presupunem prezența atît a crisotilului, cît și a penninului.

Brucitul apare ca paiete pe pargasit sau în cuiburi, are habitus lamelar, dimensiuni de 0,05—0,20 mm, clivaj perfect după (001), extincție dreaptă, alungire negativă, $Ng - Np = 0{,}013$ și este uniax pozitiv.

Faza de mineralizare ce constituie parte integrantă a procesului de skarnizare s-a caracterizat și concretizat prin apariția piritei. Macroscopic,

[1] Analizat de către O. Anton.

în skarnele de pe Pîrîul Adînc pirita apare ca mici filonaşe, cuiburi sau mase neregulate; ganga este constituită din minerale de skarn de temperatură înaltă, caracteristică fiind parageneza diopsid-tremolit-pirită. Grosimea filonaşelor este cel mai adesea de ordinul milimetrilor, iar masele neregulate şi cuiburile au dimensiuni centimetrice. În acest punct, metasomatoza feriferă ce a dus la formarea bisulfurii de fier (în condiţiile unui mediu cu potenţial de sulf ridicat) a fost însoţită de o metasomatoză de intensitate moderată a silicei, paragenezei descrise adăugîndu-i-se asociaţia pirită-cuarţ. Adeseori pirita este alterată în limonit, ce se dispune ca o crustă pe roca de skarn, imprimîndu-i acesteia o culoare brun-roşcată.

În zona de pe pîrîul Crişanul Nou pirita se dezvoltă doar ca impregnaţii; aici asociaţiile caracteristice sînt: pargasit-diopsid-granat-pirită şi crisotil+pennin (anterior forsterit)-carbonat-pirită. Deoarece aici metasomatoza silicei nu a avut loc, granulele de pirită apar diseminate între mineralele amintite. Se remarcă apariţia unor filonaşe de pirită la oarecare distanţă de zona de skarnizare; se presupune natura lor teletermală.

În cazul ambelor iviri mineralizate nu s-au observat frecvente forme cristalografice, formele granulare fiind modul de prezentare macroscopică dominant al piritei.

În secţiunile lustruite se remarcă în cazul piritei de pe pîrîul Crişanul Nou prezenţa feţelor de cub sau de octaedru, în timp ce pirita de pe Pîrîul Adînc arată foarte rar unele feţe cristalografice, predominînd net formele granulare. Tot aici se observă frecvent aspecte de deformare mecanică, ce au imprimat materialului colectat din această zonă, parţial, o textură breccioasă; pe fisurile ce iau astfel naştere în granulele de pirită se infiltrează în vinişoare subţiri cuarţul.

În marea ei majoritate pirita este izotropă, însă unele zone periferice ale granulelor prezintă o anizotropie distinctă.

Metasomatoza feriferă s-a produs atît sub forma frontului metasomatic avansat, cît şi sub aceea a evoluţiei prin centri multipli. Cele două moduri de desfăşurare a proceselor metasomatice se reflectă în mod firesc în modurile diferite de ocurenţă ale piritei: masivă sau diseminată.

În scopul punerii în evidenţă a unor detalii structurale interne a fost utilizat atacul electrolitic, folosindu-se ca reactivi fie NH_4OH, fie $CaF_2 + HNO_3$ concentrat. Prin atacul cu HNO_3 concentrat pirita capătă o culoare albăstruie-cenuşie, comportare tipică pentru pirita cobaltiferă şi nicheliferă (P. Ramdohr, 1962); prezenţa Ni şi Co în cantităţi suficiente a fost confirmată de altfel de analiza spectrală.

Datorită atacului cu NH_4OH apare o microstructură zonară distinctă, ce constă dintr-o serie de linii de coroziune paralele, care marchează deosebiri de compoziţie între diferitele strate ce alcătuiesc un granul de pirită, deosebiri date de variaţii în compoziţia soluţiei mineralizante în decursul precipitării.

Un aspect interesant şi conform observaţiilor lui P. Ramdohr (1962) este dat de faptul că, în centrul granulelor supuse atacului, comportarea este caracteristică piritei normale, pe cînd în zonele periferice, unde liniile de coroziune capătă o frecvenţă mai mare, se întîlnesc şi fenomenele de anizotropie amintite, ceea ce corespunde, după acelaşi autor, unor zone mai bogate în nichel.

Atacul cu HNO_3 concentrat $+CaF_2$ a pus în evidență detalii de aranjament interior „blocuri și subblocuri" ce desemnează microstructura în blocuri. Prezentul studiu asupra unor pirite de natură metasomatică confirmă experiențele lui A. P. P e r e l i a e v (1963) privind pirite de origine filoniană și metasomatică. Blocurile se dispun în mod ordonat, pe aliniamente bine stabilite, și sînt în general de formă regulată, ușor rotunjită. În cazul unui atac prelungit are loc reliefarea pe fondul granulelor de pirită a unei serii de carouri, ale căror laturi reprezintă de fapt foste aliniamente de blocuri de tipul amintit. Tot P e r e l i a e v menționează că, în funcție de dispoziția „blocurilor și subblocurilor", unele proprietăți fizice ale piritei, printre care greutatea specifică, proprietățile electrice, duritatea, variază.

Într-adevăr, în urma unor determinări de microduritate s-au remarcat deosebiri destul de pregnante între pirita de tip metasomatic asociată skarnului magnezian, descrisă aici, și pirita filoniană de la Almășel (D. G h e o r g h i ț e s c u, 1968), ce prezenta „blocuri și subblocuri" de formă neregulată, fără trăsături cristalografice, dispuse de regulă haotic și avînd o microduritate de 7,3. Din histograma construită pe baza a 50 de determinări (fig. 2), efectuate cu microdurimetrul PMT3, se observă că micro-

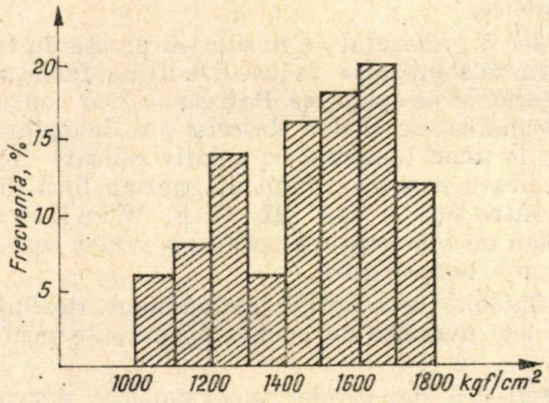


Fig. 2. — Histograma privind variația microdurității piritei.

duritatea piritei metasomatice variază între 6,67 și 7,76, cu un maximum de frecvență (54% din determinări) pentru valorile cuprinse între 7,55 și 7,70; de altfel, P e r e l i a e v (1965) menționează valori pînă la 8,2 pentru pirita metasomatică de la Magnitnaia.

S-a observat o variație a microdurității în cadrul unui singur granul, partea centrală avînd microdurități de ordinul 7,7, în timp ce spre periferie se ajunge la valoarea 7,4. P. R a m d o h r (1962) observa că creșterea conținutului în nichel scade valoarea durității, și cum anizotropia este evidentă în porțiunile marginale ale unor granule atribuim și noi unui conținut mai ridicat în nichel și cobalt al stratelor exterioare micșorarea către periferie a microdurității. Determinările de microduritate efectuate arată că, alături de tipul de aranjament intern al granulelor de pirită, un rol tot atît de important revine compoziției chimice a diferitelor zone.

Microduritatea este deosebită şi în cazul celor două moduri de ocurenţă, valorile ridicate (7,30—7,76) fiind caracteristice piritei masive, iar cele mai scăzute (6,65—6,90) piritei diseminate.

Analiza spectrală informativă (analist E. Volanski) a pus în evidenţă deosebita puritate a piritei, în care doar Ni (pînă la 50 ppm) şi Co (pînă la 500 ppm) prezintă un procentaj demn de remarcat, în cantităţi reduse întîlnindu-se Ti, Mn, Ag, Cu, Pb.

Prin caracteristicile pe care le prezintă, pirita aduce noi argumente în sprijinul ipotezei privind natura metasomatică a depozitelor descrise.

★

Paragenezele descrise pun în evidenţă originea metasomatică a formaţiunilor ce afloreză în bazinul superior al văii Tismana. Aceste roci de skarn sînt produsul bimetasomatozei, fiind o consecinţă a proceselor de difuziune inversă a componenţilor rocilor de reacţie de o parte şi de alta a contactului iniţial. Astfel, fie la contactul granit/calcar, fie la contactul dintre cuarţite şi rocile carbonatate, sub influenţa nemijlocită a granitului de Şuşiţa şi în imediata lui apropiere au luat naştere skarne a căror compoziţie impune clasificarea lor în grupele skarnelor magneziene şi calcice.

Punerea în loc a granitului de Şuşiţa s-a produs în condiţii de mare adîncime; paragenezele întîlnite indică condiţiile faciesurilor corneenelor amfibolice, ulterior albit-epidotice. Pe baza acestor considerente, putem presupune că formarea skarnelor descrise s-a desfăşurat în domeniul abisal, în condiţiile unor temperaturi relativ ridicate (prezenţa plagioclazului poate indica geneza skarnului magnezian încă din stadiul magmatic), cuprinse între 650 şi 700° (H. G. F. Winkler, 1967). Fazei de skarn magnezian de temperatură înaltă i-a urmat cea de skarn calcic, o dată cu reducerea temperaturii.

Caracterul fluidelor este iniţial predominant alcalin, dar în stadiile ulterioare apar unele tendinţe de aciditate, marcate prin formarea unor minerale de fier.

Este caracteristică depozitelor metasomatice dezvoltarea stadială a mineralelor componente; mineralele metasomatice timpurii sînt substituite, o dată cu scăderea treptată a temperaturii şi ceva mai departe de contact, de către mineralele formate mai tîrziu. Faza fluidă caracteristică etapei hidrometasomatice se suprapune mineralelor de skarn de temperatură ridicată. Se observă uneori resturi de piroxen sau amfibol, ca insuliţe înglobate în pirită, ce sînt un indiciu al proceselor de substituţie metasomatică.

Stadiile de formare ale skarnului, deduse din succesiunea observată sînt:

— stadiul de temperatură înaltă (pirometasomatic, alcalin timpuriu), caracterizat prin parageneza diopsid-forsterit-granat;

— stadiul de temperatură medie-joasă (hidrometasomatic, acid-alcalin tîrziu) în care se disting două procese de bază:

a) continuarea ciclului metasomatic, cu apariţia unor minerale hidroxilate caracteristice unor temperaturi mai joase: pargasit-tremolit;

b) descompunerea și substituirea mineralelor pirometasomatice devenite instabile în noile condiții de temperatură, P_{H_2O} și P_{CO_2}, pe baza skarnelor formîndu-se astfel pseudoskarne.

D. S. Korjinski (1953) admite că în cazul unei circulații slabe a soluțiilor are loc o „dizolvare histerogenă înăuntrul rocii" a mineralelor stadiului de temperatură ridicată, proces ce se petrece fără aport de substanță, deoarece în fluidele hidrometasomatice potențialele Mg și Fe se mențin la valori destul de ridicate. Se remarcă astfel o serie de transformări, ca :

diopsid → tremolit ; granat → epidot + calcit ;
forsterit → crisotil → pennin ;
pargasit → brucit ; pargasit → talc.

În condițiile unei circulații mai intense a soluțiilor, la temperaturi încă ridicate, paralel cu scăderea raportului O/S, are loc procesul de piritizare, în urma căruia se produce corodarea mineralelor timpurii de skarn de către bisulfura de fier. La o temperatură mai joasă se produce o metasomatoză a silicei, de amploare doar pe Pîrîul Adînc, unde cuarțul însoțește intim pirita. Procesul metasomatic este încheiat prin fenomene de hidratare (cloritizare) și carbonatare.

Privită astfel, succesiunea fenomenelor, deși desfășurată stadial, constituie în realitate un proces unitar, determinat de evoluția gradienților de temperatură, P_O, P_{H_2O}, P_{CO_2}, P_S etc.

ON THE PRESENCE OF SOME MINERALIZED SKARNS ON THE TISMANA VALLEY

ABSTRACT

In the superior basin of the Tismana river valley, on the brooks Crișanul Nou and Pîrîul Adînc, there have been found diopsites, pargasitic skarns, serpentinic and chloritic pseudoskarns in which the following minerals have been identified : diopside, pargasite, tremolite, garnet, epidote, talc, flogopite, serpentine, chlorite, brucite, pyrite, quartz and calcite.

Attacks with various reactives (NH_4OH, CaF_2+HNO_3 conc.) carried out on pyrite put into light a zonal microstructure of corrosion and an arrangement in blocks and subblocks. The microhardness was find to varie between 6.67 and 7.76. These determinations brought into evidence the metasomatic origin of the pyrite.

The phases of formation of the skarns are the following : 1) the high temperature phase, figured by the paragenesis diopside—forsterite—garnet ; 2) the medium — low temperature phase, in which take places : the continuation of the metasomatic cycle, with the drawing up of some hydroxylate minerals characteristic to lower temperatures : pargasite, tremolite ; the decomposition and substitution of the pyrometasomatic minerals, the pseudoskarns being formed on the basis of skarns.

BIBLIOGRAFIE

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1963), *Rock-forming minerals*, Longmans, Londra.

GHEORGHIŢESCU D. (1968), *Contribuţii la cunoaşterea mineralizaţiei de la Almăşel — Drocea, cu privire specială asupra piritei*, Com. ses. şt. Inst. geol., geogr., mai 1968.

IONESCU BUJOR D. (1911), *Granitul de Susiţa*, Bucureşti.

KORJINSKI D.S. (1953), *Ocerk metasomaticeschih professov*, în *Osnovnie problemi o ucenii magmatoghennih rudnih mestorojdeniiah*, Izd. AN SSSR, Moscova.

MOENKE H. (1962), *Mineralspectren*, Leipzig.

PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA (1962, *a*) *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cloşani — Muntele Oslea*, D.S. Com. geol., **XLVIII**.

PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA (1962 *b*), *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Tismana — V. Bistriţa*, D.S. Com. geol., **XLVIII**.

PAVELESCU L., DIMITRESCU R. (1966), *Contribuţii la studiul structurii şi genezei masivului granitic de Tismana*, D.S. Com. geol., **III**/I.

PERELIAEV A.P. (1963), *Vnutrennee stroenie zeren pirita razlicinogo ghenezisa*; *Metodica issledovanii*, Gheol. Rudn. Mest., Nr. 6, Moscova.

PERELIAEV A.P. (1965), *Nekotorie osobennosti vnutrennego stroeniia zeren pirita ghidrotermalinogo proishojdeniia*, Symp. probl. of postmagm. ore dep., Praga, 1963.

RAMDOHR P. (1962), *Rudnie minerali i ih srastania*, I. L., Moscova.

WINKLER H.G.F. (1966), *La genèse des roches métamorphiques*, Edit. Ophrys, Paris.

Primit în redacţie la 3 decembrie 1969

Institutul geologic al
Ministerului Industriei Miniere şi Geologiei

TRILASMIS (POECILASMA) PRAEGRACILE N. SP. ÎN MIOCENUL DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI

DE

GH. POPESCU

55 (05)

În una din probele provenite din miocenul din nord-vestul Transilvaniei au fost întîlnite numeroase resturi organice, bine conservate, aparținînd genului *Trilasmis*. Proba a fost luată din forajul executat de IGEX pe valea Fîntînii (Chendrea), în bazinul văii Almașului, de la 35 m deasupra nivelului glauconitic din baza stratelor de Chechiș. Fauna de ciripede este însoțită de numeroase foraminifere, îndeosebi globigerine (*Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerina ciperoensis* Bolli, *G. angustiumbilicata* Bolli, *G. bollii* Cita et Premoli Silva), precum și foraminifere bentonice tipice stratelor de Cherchiș.

Ciripide au fost întîlnite și în alte rezidii provenite din spălarea probelor micropaleontologice, însă insuficient de bine păstrate pentru a le putea determina.

Dat fiind gradul redus de conservabilitate, trilasmatidele sînt rar întîlnite în stare fosilă și deci puțin citate în literatura de specialitate. Prima monografie asupra ciripedelor fosile și actuale aparține lui Ch. Darwin, care a pus bazele studiului lor. Lucrările lui Darwin au fost continuate de T. H. Withers, care a publicat monografii asupra ciripidelor fosile, cărora le-a închinat peste 40 de ani de activitate.

Pentru descrierea formei găsite de noi am folosit terminologia lui Darwin care a intrat de mult în uz (fig. 1).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 15, nr. 2, p. 561–565, București, 1970

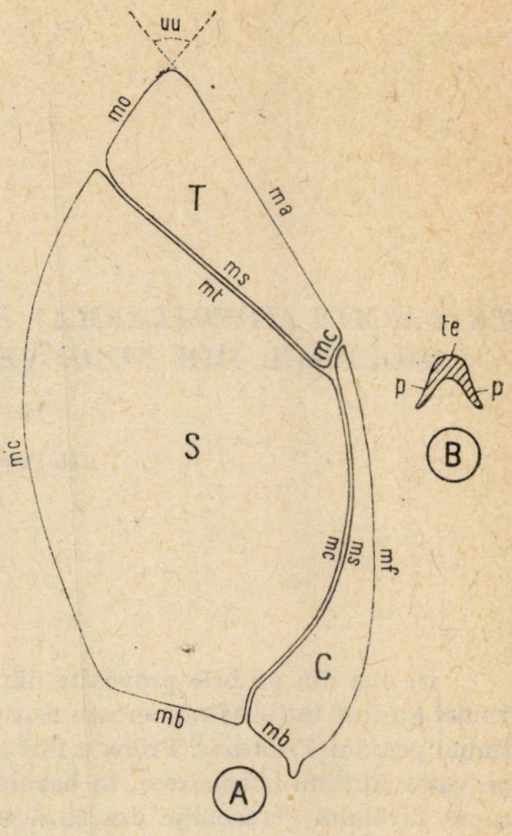


Fig. 1. — *Trilasmis* (*Poecilasme*) *praegracile* n. sp.
A — capitulum reconstituit (vedere laterală dreaptă).
B — secţiune transversală prin carină (în apropierea marginii bazale).
S, scutum; *T*, tergum; *C*, carina; *mb*, margine bazală; *ms*, marginea scutală; *mo*, marginea ocludentă; *mt*, marginea tergală; *mc*, marginea carinală; *ma*, marginea superioară (apicală); *p*, parietes; *te*, tectum.

Clasa **CRUSTACEA** Pennant 1777

Subclasa **CIRRIPEDIA** Brumeister 1834

Ordinul **THORACICA** Darwin 1854

Subordinul **LEPADOMORPHA** Darwin 1851

Familia **TRILASMATIDAE** Nilsson-Catell 1934

Genul **Trilasmis** Hinds 1844

Subgenul ***Poecilasma*** Darwin 1851

Trilasmis (Poecilasma) praegracile n. sp.

Capitulum format din 5 piese, de două ori mai înalt decît lat, aplatisat, simetric bilateral.

Scutum subțire, foarte fragil, cu contur subtrapezoidal, convex în secțiune transversală. Pe fața externă se văd striuri de creștere bine conturate, care pornesc de la umbone și se termină la marginea bazală; carenă apico-umbonală bine conturată, curbă, aproape paralelă și foarte apropiată de marginea ocludentă, terminată la partea apicală cu un rostrum evident; de la această carenă cochilia coboară brusc spre marginea ocludentă și lin spre marginea tergo-carinală; a doua carenă, slab pronunțată, subliniată de inflexiunile striurilor de creștere, se pune în evidență între umbone și punctul de intersecție al marginilor tergală și carinală; striuri radiale fine se observă în special în jumătatea superioară a scutumului; marginea ocludentă convexă; marginea tergală dreaptă, ușor concavă în raport cu extremitățile; marginea carinală convexă, ușor concavă în apropierea marginii bazale; marginea bazală dreaptă, ușor convexă în vedere bazală, net distinctă de marginea carinală. Partea internă, netedă; la umbone se poate observa, la tergumul stîng, un mic dinte conic, proiectat sub marginea bazală, și o mică depresiune (fosetă) pe scutumul drept.

Tergumul drept și stîng sînt similare ca formă și mărime. O ușoară asimetrie este dată de unghiul umbonal care la tergumul stîng este cu 5° mai mare decît la tergumul drept (unghiul umbonal al tergumului drept și stîng are valori cuprinse între 60 și 67° și, respectiv, 69—74°).

Tergumul este plat, de formă trapezoidală (formă dată de truncarea unghiului bazal); pe partea externă se văd striuri de creștere care unesc marginea superioară (apicală) de marginea ocludentă; o carenă, vag conturată, subliniată de inflexiunile striurilor de creștere, se poate distinge între umbone și partea inferioară a marginii carinale; marginea ocludentă, scutală, carinală și apicală drepte, net distincte.

Carina. Partea frontală (tectum) ușor convexă, strîmtă în zona bazală, se lărgește ușor spre zona apicală; părțile laterale (parietes), largi în bază, se efilează complet în zona umbonală; pe suprafața lor se găsesc striuri longitudinale de creștere, striuri ce se continuă și pe partea tectală, terminîndu-se perpendicular pe marginile bazale; marginea bazală se dispune, la reconstituirea formei, în continuarea marginii bazale scutale; partea frontală se termină înspre bază cu un semidisc striat, dispus într-un plan al cărui unghiu cu marginea bazală este de 120°; partea internă netedă, plată în zona apicală, devine concavă înspre bază, transformîndu-se într-un șanț ce se termină după un perete concav în vedere bazală, care leagă marginile bazale ale carinei.

Material. Din proba amintită a fost obținut un număr destul de ridicat de elementele constituente ale speciei (peste 50), dintre care cîteva păstrate în condiții foarte bune.

Dimensiuni. Înălțimea maximă a capitumului (calculată după mărimea celui mai mare element întîlnit, un tergum (pl. II, fig. 10)) este de 12 mm; înălțimea medie 6 pînă la 8 mm.

Holotip — a fost desemnat un scutum stîng (pl. I, fig. 2*a*—*b*).

Stratul tip. Stratele de Chechiș.

Locul tip. Valea Fîntînii, Chendrea, nord-vestul Transilvaniei.

Observații. Specia descrisă de noi se apropie de *Trilasmis* (*Poecilasma*) *miocaenicum* (Reuss), deosebindu-se de aceasta prin forma truncată a marginii bazale a scutumului la specia noastră, rotunjită la specia descrisă de Reuss. De asemenea, se apropie de specia *T.* (*Poecilasma*) *gracile* Hoek, se deosebește de aceasta prin forma carenei apico-umbonală a scutumului, curbă la specia noastră, dreaptă la cea descrisă de Hoek, prin forma rotunjită a marginii bazale scutale, precum și prin prezența unui rostrum carinal, în continuarea marginii bazale.

★

Capitulum composed of five pieces, about twice as long as it is broad, compressed, symmetric bilateral.

Scutum: thin, fragil, subtrapezoidal in shape, convex in transversal section. On outer side, concentric growth lines, well conturated; faint radial striae; apico-umbonal ridge curved, parallel with occludent margin, tergal margin right; occludent margin convex, becomes concave near basal margin; basal margin slight convex in basal view, on inner side, smoth; small conic or triangular tooth, projected below the basal margin.

Tergum: thin, flat, trapezoidal in shape. On auter side one distinguishes concentric growth lines and faint radial striae as in scutum; occludent, scutal, carinal and apical (superior) margins, right. On inner side smooth. Carinal angle truncated; left tergum umbonal angle 69°—74°, right tergum umbonal angle 60°—67°.

Carina: tectum narow, enlarged towards the apical zone, terminating downwards in en embedded hemidisc; parietes — large basal, are narowed completly towards apex; basal margin right; frontal margin convex; scutal margin concave; growth lines well conturated on the outer side.

TRILASMIS (POECILASMA) PRAEGRACILE N. SP. FROM THE MIOCENE OF TRANSYLVANIA

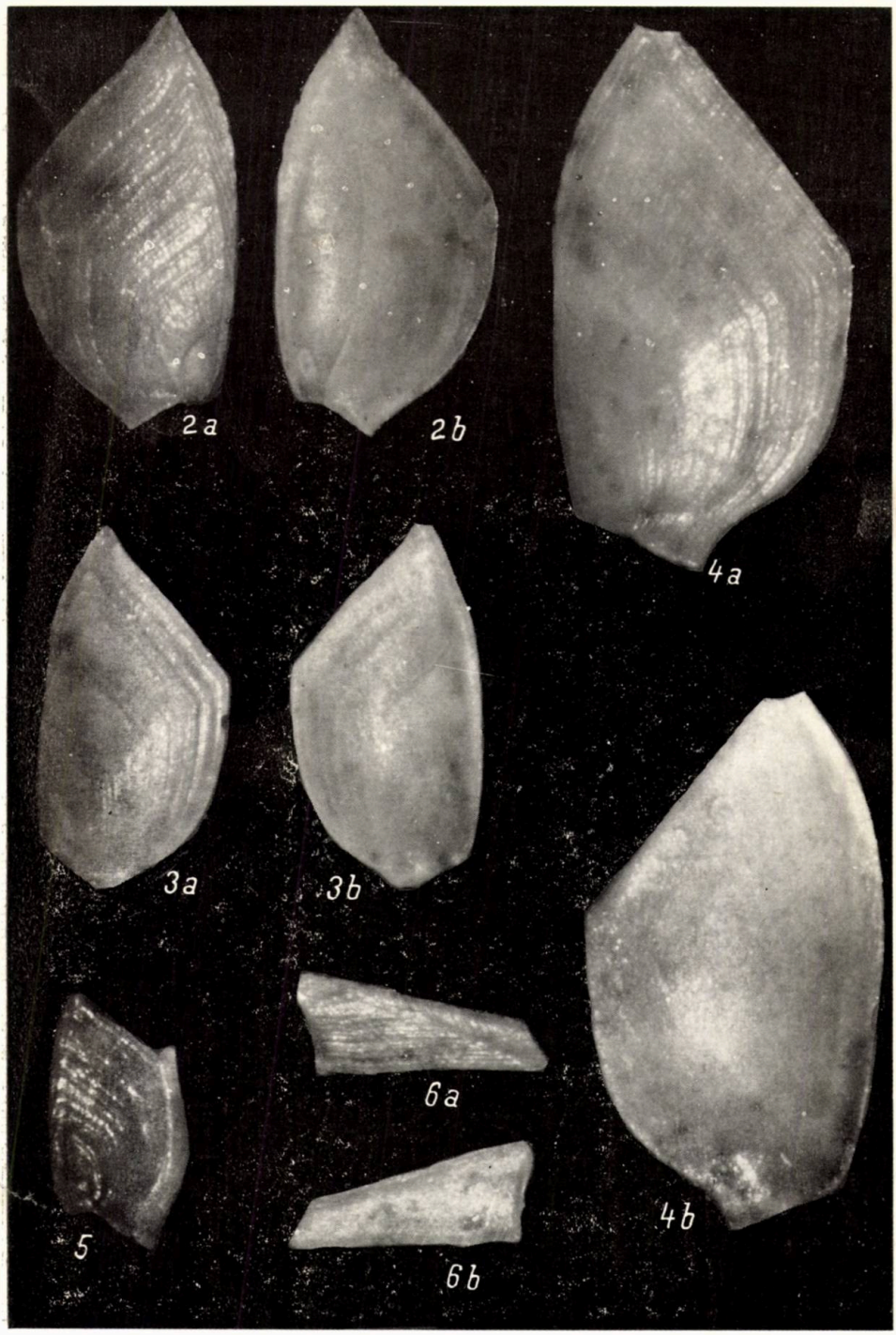
ABSTRACT

From the Miocene of Transylvania a level very rich in elements belonging to a new species of Cirripedes has been found. They are described as *Trilasmis (Poecilasma)* praegracile n. sp.

PLANȘA I

Trilasmis (*Poecilasma*) *praegracile* n. sp.

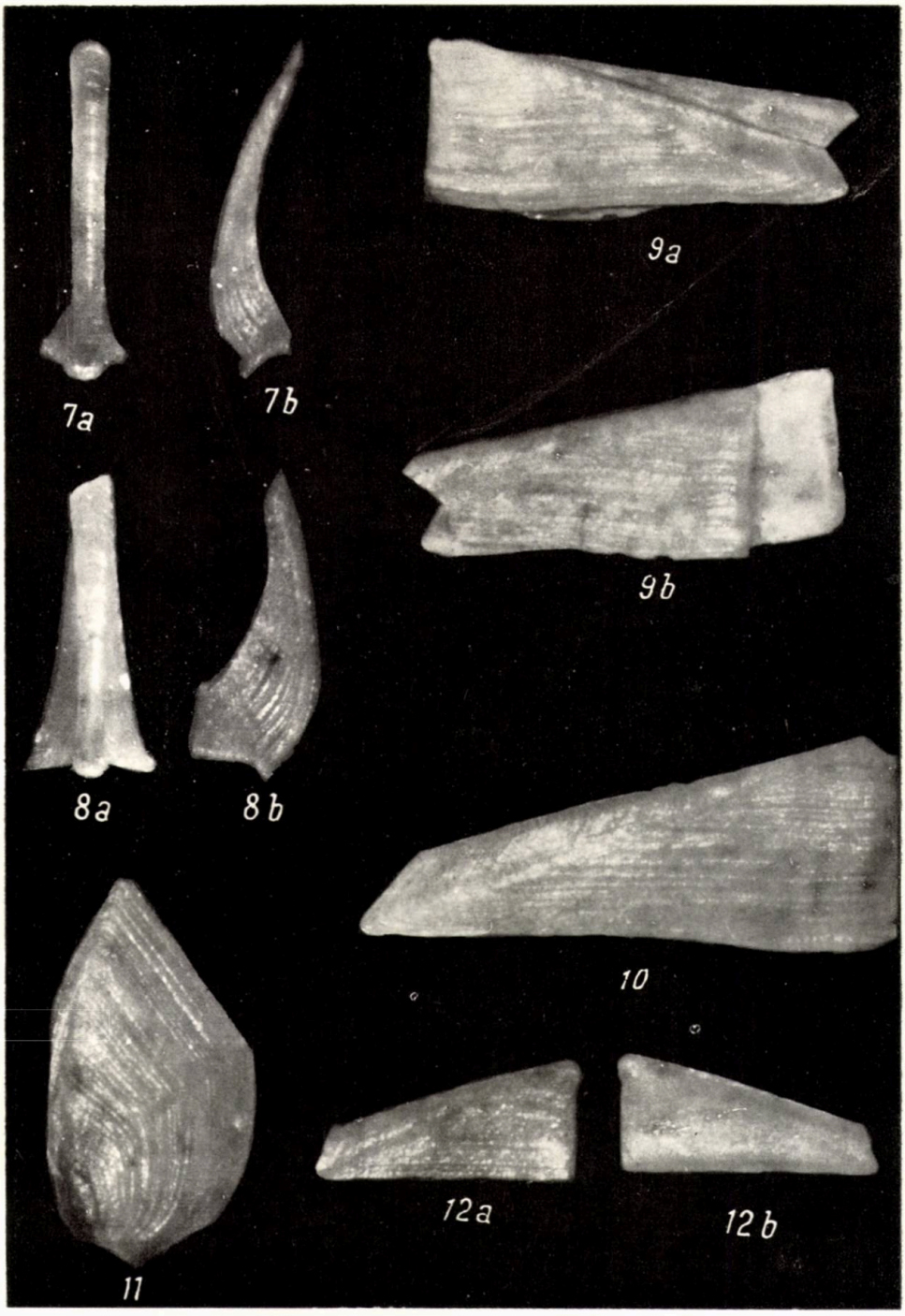
Fig. 2 a-b. — Scutum (sting); *a*, fața externă; *b*, fața internă. Holotip. Col. I. G., nr. 7 007.
Fig. 3 a-b. — Scutum (drept); *a*, fața externă; *b*, fața internă. Col. I. G., nr. 7 008.
Fig. 4 a-b. Scutum (drept); *a*, fața externă; *b*, fața internă. Col. I. G., nr. 7 009.
Fig. 5. — Exemplar tînăr la care s-au păstrat împreună scutumul drept și sting, precum și carina. Vedere laterală dreaptă. Col. I.G., nr. 7 010.
Fig. 6 a-b. — Tergum (drept); *a*, fața externă; *b*, fața internă. Col. I. G., nr. 7 011.


2a
2b
4a
3a
3b
6a
4b
5
6b

PLANŞA II

Trilasmis (Poecilasma) praegracile n. sp.

Fig. 7 a-b. — Carina; *a*, vedere frontală; *b*, vedere laterală. Col. I. G., nr.7 012.
Fig. 8 a-b. — Carina; *a*, vedere frontală; *b*, vedere laterală. Col. I.G., nr 7 013.
Fig. 9 a-b. — Tergum (tergumulrile drept şi stîng sînt unite); *a*, vedere laterală dreaptă; *b*, vedere laterală stîngă. Col. I.G., nr. 7 014.
Fig. 10. — Tergum (stîng); faţa externă. Col. I.G., nr. 7 015.
Fig. 11. — Scutum (drept); faţa externă. Col. I. G., nr. 7 016.
Fig. 12 a-b. — Tergum (stîng); *a*, faţa externă; *b*, faţa internă. Col. I.G., nr. 7 017.


7a
7b
9a
9b
8a
8b
10
11
12a
12b

BIBLIOGRAFIE

DARWIN R. CH. (1851), *A Monograph on the Fossil Lepadidae, or, Pedunculated Cirripedes of Great Britain*, vi + 88 p., 5 pl., Pal. Soc., Londra.

HOEK C.P.P. (1833—1834), *Report on the Cirripedia Collected by H.M.S. „Challenger" during the years* 1873—76, Challenger Raport, Zoology, **VIII** (3), 169 p., 13 pl., Londra, Edinburg, Dublin.

REUSS E.A. (1864), *Über fossile Lepadiden*, Sitzungsb. d. math. naturw. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. Viena, **XLIX**, p. 215—246, 3 pl.

WITHERS H.T. (1953), *Catalogue of fossil Cirripedia in the Department of Geology, III, Tertiary*, Britsh Museum (Nat. Hist.) Londra, xv + 396 p., 64 pl.

Primit în redacţie la 28 mai 1969

Institutul geologic al
Ministerului Industriei Minelor şi Geologiei

HOT BRINES AND RECENT HEAVY METAL DEPOSITS IN THE RED SEA, Edited by Egon T. Degens and David A. Ross, Springer — Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 1969, 600 p.

Lucrarea reprezintă rezultatul cooperării unui număr de peste 70 de savanţi din diferite ţări — matematicieni, fizicieni, biologi, geologi, oceanografi, economişti şi chiar juriști, pentru editarea unei originale sinteze asupra Mării Roşii. În urma analizării datelor culese de numeroasele expediţii maritime ce au avut loc începînd cu anul 1963, au fost elaborate studii referitoare la stratigrafia şi structura regională, ocurenţa anumitor roci şi topografia locală, măsurători de geomagnetism şi gravitate, de temperatură a apelor şi a sedimentelor, distribuţia şi semnificaţia izotopilor stabili şi radioactivi, flora şi fauna apelor şi a sedimentelor de fund, faciesurile sedimentelor şi conţinutul lor în metale, precum şi comparaţia cu formaţiuni mai vechi purtătoare de mineralizaţii (sugerînd faptul că actualele condiţii din Marea Roşie pot fi paralelizate cu cele care au condus la formarea unor zăcăminte existente în alte părţi ale lumii). Se discută, de asemenea, factorii economici şi legali care trebuie luaţi în consideraţie pentru o eventuală exploatare a depozitelor existente în Marea Roşie.

Grabenul Mării Roşii reprezintă un mediu cu totul particular, caracterizat de prezenţa unor ape sărate fierbinţi, acumulate pe fundul a trei nivele morfologice, Atlantis II, Discovery şi Chain (după denumirile vaselor ce le-au identificat).

Cercetările efectuate cu ajutorul vaselor s-au concentrat în special în regiunile apelor sărate fierbinţi şi a sedimentelor purtătoare de metale din partea mediană a Mării Roşii. Prospecţiunile geofizice au dus la precizarea poziţiei celor trei bazine cu ape sărate fierbinţi, iar eşantioanele culese indică, pe lîngă sedimente, fragmente de sticlă vulcanică şi bazalte care amintesc de bazaltele oceanice prin conţinutul lor scăzut în potasiu şi lipsa nefelinului şi de bazaltele grabenelor africane prin conţinutul lor ridicat în fier şi fosfor. Bazaltele din Marea Roşie sînt diferite de tipul de bazalte continentale.

Măsurătorile magnetice au indicat prezenţa unei zone de anomalii cu aspect de centură axială, în care se găsesc bazinele cu apă sărată fierbinte. Măsurătorile gravimetrice au stabilit de asemenea anomaliile localizate de-a lungul centurii axiale, confirmînd interpretarea dată de măsurătorile magmatice care sugerau existenţa unei mase de bazalte în zona axială.

Cercetările asupra structurii de adîncime au arătat că sub aria de răspîndire a bazinelor cu apă sărată fierbinte se află roci sedimentare şi piroclastite cu densitatea între 2,31 şi 2,43 g/cm^2. Discontinuitatea Mohorovičić se găseşte la 22 km sub zona axială şi la peste 30 km ţărm; adîncimea intermediară a discontinuităţii Mohorovičić caracterizează orice bazin oceanic nou format pe tot întinsul globului.

Măsurătorile de gradient termic au indicat 62,3°C în apele fierbinţi şi 44°C în apele superficiale.

Concluziile cercetărilor geologice și geofizice stabilesc că împingerea laterală a Arabiei și Africii, care a dus la formarea Mării Roșii, a început în miocen, a fost întreruptă pentru o perioadă de timp și se continuă și în prezent. A fost evidențiată prezența unor sedimente ce-și pierd din grosime către zona axială unde predomină bazaltele, insinuate într-un soclu granitic omogen. Deși nu sînt semnalate multe cutremure, totuși deformații secundare sînt ilustrate prin discontinuități, falieri în bloc, cutări și ridicări de recifi coraligeni. Curgerile de bazalte au fost însoțite de injecții de ape sărate fierbinți, care au devenit și mai calde în timpul paroxismului vulcanic. Perioada subsecventă de liniște a dus la răcirea apelor și a sedimentelor, dar o nouă reîncălzire este indicată de ușoara creștere a temperaturii apelor sărate.

Măsurătorile de vîrstă absolută arată că depunerea metalelor a început acum 12 000 ani și se continuă și în prezent. În general, sedimentele purtătoare de metale s-au depus cu o viteză de circa 40 cm/1 000 ani. Sedimentele se încadrează într-o gamă destul de largă din punct de vedere granulometric, predominînd însă argilele grezoase. Ele conțin resturi de organisme, fragmente de cuarț detritic, feldspat, minerale argiloase, goethit, anhidrit, mangano-siderit, manganit și sulfuri de Fe, Cu, Zn. Studiile cu microsonda au indicat ocurența marcasitei, calcopiritei și a blendei (varietatea marmatit).

Depozitele metalifere din Marea Roșie sînt similare în compoziție cu cele filoniene de Fe — Cu — Zn — Pb; lipsind însă elementele structurale (falii, fisuri etc.) care controlează depunerea filoniană, metalele transportate de soluții ascendente pînă la contactul cu apele sărate au precipitat sub acțiunea reducătoare a bacteriilor și au fost diseminate în masa sedimentelor de pe fund.

În încheierea interesantului studiu se fac unele estimări asupra eventualelor posibilități de exploatare a depozitelor metalifere în funcție de prevederile dreptului internațional.

În concluzie, se poate afirma că lucrarea reprezintă un aport deosebit adus la cunoașterea părții superficiale a scoarței, datorită caracterului său original, a variatelor probleme studiate, cît și a metodelor de lucru moderne ce au fost aplicate; acest studiu prezintă, de asemenea, un mare interes pentru specialiștii din diverse domenii (geologi, geografi, geofizicieni, biologi, chimiști etc.), evidențiind încă o dată caracterul complex al cercetării moderne.

Șerban Vlad

AL VIII-lea CONGRES INTERNAȚIONAL DE CRISTALOGRAFIE

Între 7 și 24 august 1969 au avut loc sesiunile științifice ale celui de al VIII-lea Congres internațional de cristalografie al Uniunii internaționale de cristalografie, care s-au ținut în S.U.A., la Universitatea de Stat din Buffalo, New Work, Universitatea de Stat din New York la Stony Brook și Laboratorul Național din Upton, New York.

Au participat specialiști în domeniile : simetrie, creșterea cristalelor, structuri (determinarea structurii, structuri anorganice, structuri organice, sistematicile structurii), dinamicile rețelei și mișcarea termică, mecanisme ale reacțiilor în stare solidă, difracția razelor X (incluzînd difracția razelor X sub unghiuri mici și dinamica difracției neutronilor, a razelor X și a electronilor), cristalomorfologie, cristalografia substanțelor biologice importante și, de asemenea, specialiști în educație și informare în cristalografie.

Din comunicările referitoare la simetrie s-a remarcat discuția asupra modului de aplicare și de adaptare a noțiunilor clasice la noul concept de structură — structura reală conținînd defecte de echilibru și dezechilibru.

Într-un cristal perfect („ideal"), operațiile de simetrie conțin noțiunea de congruență; într-un cristal imperfect, real, congruența trebuie să fie înlocuită prin „similaritate", din cauza operațiilor de dilatare și contracție existente care pot fi definite ca operații de simetrie. Repetarea dilatațiilor formează un grup infinit în contrast cu grupurile ciclice ale cristalelor perfecte și stabilește, în același timp, coincidența periodică a rețelelor cu celule elementare largi. Unele anomalii ale difracției în cazul monocristalelor, celulele elementare multiple constatate, precum și asterismul din modelele obținute din cristale deformate ar putea fi explicate, cantitativ, prin considerarea celulelor elementare largi ale rețelelor dilatate (J. R. Clark, California, S.U.A.).

Creșterea cristalelor și procesul de maclare au fost larg discutate. Teoria dislocațiilor a lui F. C. Frank a fost și mai mult confirmată. V. F. Miuskov, de la Institutul de cristalografie al Academiei de științe a U.R.S.S., a prezentat un studiu asupra difracției razelor X în structuri cu dislocații de creștere. Autorul a expus mecanismul generării unui con de dislocații, discutînd pe această bază stabilitatea dislocațiilor liniare și de răsucire. Absența dislocațiilor de răsucire în cristale în timpul creșterii lor, ca și datele experimentale din care rezultă atît posibilitatea creșterii cristalelor fără dislocații, cît și a celor cu dislocații, cu aceeași viteză de creștere, pun într-un mod nou problema rolului dislocațiilor în procesul de creștere al cristalului.

Sînt de remarcat datele noi în legătură cu periclinul și cu maclarea după legea periclinului, prezentate de Laves (Zürich) și Irene M. de Saenz (Montevideo). După cum se știe, periclinul este varietatea triclinică de albit ($NaAlSi_3O_8$), un mineral de temperatură joasă ($\approx 300°$), format morfologic din două unități, A și B, asociate după așa numita lege a periclinului (axa de maclă [010], iar planul de maclă, secțiune rombică). Produsele care se găsesc în prezent

în natură arată că relațiile structurale A-B nu sînt conforme cu legea periclinului sau cu relațiile de maclă în sensul lor clasic. După datele autorilor citați mai sus, A și B au planele {001} și direcțiile axelor c în comun. Aceste relații nu pot fi explicate prin legile clasice ale maclării, iar „secțiunile rombice", morfologic vizibile, își pierd semnificația structurală pe parcursul timpului geologic. De aici, autorii au tras concluzia că periclinul a crescut original în stări structurale și chimice diferite de acelea în care se găsește în prezent. Starea sa actuală este produsul metasomatismului (schimbarea raportului $CaAl_2Si_2O_8/NaAlSi_3O_8$), care presupune distrugerea și rearanjarea aproape a tuturor legăturilor originale (Al, Si)-O, în decursul timpului geologic. În timpul unui astfel de metasomatism aspectul morfologic s-a schimbat foarte puțin sau de loc.

La secția de cristalomorfologie subiectele comunicate s-au referit în special la relațiile formă-structură, și structură-mecanism de creștere. Metoda vectorilor P.B.C., propusă cu mult înainte de către H a r t m a n, pentru tratarea relației dintre structura internă și morfologia cristalului, a fost reluată la congres într-o formă aprofundată de către același autor. În comunicarea sa, H a r t m a n a insistat în plus asupra factorilor mediului de creștere care pot avea un efect special asupra relațiilor dintre structură și morfologie. O schimbare a temperaturii poate modifica vitezele relative de creștere ale fețelor F dar nu și pe acelea ale fețelor S sau K. Impuritățile implicate în creșterea cristalului au fost de asemenea luate în considerare. Habitul aplatisat al brookitului după fața (100) (față S) a fost explicat a se datora intervenției unui strat epitactic bidimensional, adsorbit de impurități (cuarț). Habitul teoretic al brookitului este (210) (111) și a fost observat numai în locuri fără cuarț.

Din analizele micromorfologice prezentate de I. S u n a g a w a (Japonia) a rezultat faptul că fața teoretică F arată deseori caracteristicile feței S și viceversa. Analizele micromorfologice pot oferi deseori explicația caracteristicilor formelor de creștere ale cristalelor.

Dintre celelalte subiecte se mai pot menționa cele referitoare la legătura între cinetica creșterii cristalului și stabilitatea formei, la configurația suprafețelor atomice specifice și posibilitatea apariției și dispariției unei fețe, la creșterea cristalelor și rolul adsorbției și al polarizării superficiale, la aspectul statistic al formei de echilibru în cristale etc.

La secția de educație și informare, reține atenția analiza lucrării *Curs de determinare a structurii moleculare prin difracția razelor X pe monocristale*, de D i c k v a n d e r H e l m (de la Universitatea din Oklohama). Aspectul practic al cursului include : modul de folosire a difractometrului, măsurători ale intensității, determinarea unei grupe spațiale, unele probleme de lucru și de conturare a hărților de densitate ale unui compus necunoscut. Lucrarea este concepută să umple unele goluri rămase în procesul de instruire, iar scopul final este să permită determinarea unei structuri moleculare a unui compus necunoscut în timp de un semestru, lucrînd cu un număr de 5-25 de participanți.

Ion Petreuș

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi geofizică, al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1916). Numele autorului va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscriselor, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1970 DEC 5

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

* * *, **Geografia văii Dunării românești**, 1969, 783 p., 336 fig. + anexă cu 26 planșe color, 113 lei.

ANA CONEA, **Formațiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

NATALIA PAGHIDA-TRELEA, **Microfauna miocenului dintre Siret și Prut**, 1969, 189 p., 14 pl., 12 lei.

GH. NEACȘU, **Bentonitele din regiunea Alba-Iulia — Ocna Mureșului**, 1969, 204 p., 3 pl., 2 anexe, 12,50 lei.

A. DUȘA, **Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara — Coșteiul de Sus**, 1969, 158 p., 15 fig., 3 anexe, 22 pl., 12,50 lei.

N. ORGHIADAN, **Văile transversale din România**, 1969, 90 p., 68 fig., 10,50 lei.

V. IANOVICI și colab., **Evoluția geologică a Munților Metaliferi**, 1969, 744 p., 40 pl., 55 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara**, 1969, 321 p., 13 pl., 28 lei.

ION MÂRZA, **Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare**, 1969, 168 p., 12 pl., 14 lei.

ÎN CURS DE APARIȚIE

D. GIUPAGEA, M. PAUCĂ, T. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**.

L. BADEA, CONSTANȚA RUSENESCU, **Județul Vîlcea**.

I. GRUESCU, CORNELIA GRUMĂZESCU, **Județul Hunedoara**.

P. GĂȘTESCU, I. IORDAN, **Județul Ilfov**.

M. GRUMĂZESCU, IOANA ȘTEFĂNESCU, **Județul Vrancea**.

ST. CERC. GEOL., GEOF., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 15 NR. 2, P. 315—570, BUCUREȘTI, 1970

I.P.I. — c. 5654

43 867

Lei 50.—